Série A, n° 261.
N° d'ordre
896.

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Léon BERTRAND

Ancien Elève de l'Ecole Normale Supérieure, Agrégé de l'Université,
Chargé de Conférences de Pétrographie à la Faculté des Sciences de Paris,
Collaborateur du Service de la Carte géologique de France.

1re THÈSE. — Étude géologique du Nord des Alpes-Maritimes.
(*Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France et des Topographies souterraines*, n° 56, Tome IX, 1897-1898).

2e THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 26 novembre 1896, devant la commission d'examen.

MM. G. BONNIER . . . . *Président.*
MUNIER-CHALMAS. } *Examinateurs.*
A. GIARD . . . . . }

PARIS
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS
15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15
MÊME MAISON A LIÈGE, 21, RUE DE LA RÉGENCE

1896

Série A, n° 261.
N° d'ordre
896

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Léon BERTRAND

Ancien Elève de l'Ecole Normale Supérieure, Agrégé de l'Université,
Chargé de Conférences de Pétrographie à la Faculté des Sciences de Paris,
Collaborateur du Service de la Carte géologique de France.

1re THÈSE. — Étude géologique du Nord des Alpes-Maritimes.
(*Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France et des Topographies souterraines*, n° 56, Tome IX, 1897-1898).

2e THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 26 novembre 1896, devant la commission d'examen.

MM. G. BONNIER . . . . *Président.*
MUNIER-CHALMAS. } *Examinateurs.*
A. GIARD . . . . . }

PARIS
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS
15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15
MÊME MAISON A LIÈGE, 21, RUE DE LA RÉGENCE

1896

ACADÉMIE DE PARIS

FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

	MM.	
Doyen	DARBOUX	Géométrie supérieure.
Professeurs	DELACAZE-DUTHIERS.	Zoologie, Anatomie, Physiologie comparée.
	HERMITE	Algèbre supérieure.
	TROOST	Chimie.
	FRIEDEL	Chimie organique.
	TISSERAND	Astronomie.
	LIPPMANN	Physique.
	HAUTEFEUILLE	Minéralogie.
	BOUTY	Physique.
	APPELL	Mécanique rationnelle.
	DUCLAUX	Chimie biologique.
	BOUSSINESQ	Mécanique physique et expérimentale.
	PICARD	Calcul différentiel et calcul intégral.
	POINCARÉ	Calcul des probabilités, Physique mathématique.
	YVES DELAGE	Zoologie, Anatomie, Physiologie comparée.
	BONNIER	Botanique.
	DASTRE	Physiologie.
	DITTE	Chimie.
	MUNIER-CHALMAS	Géologie.
	GIARD	Zoologie, Evolution des êtres organisés.
	WOLF	Astronomie.
Professeurs adjoints	CHATIN	Zoologie, Anatomie, Physiologie comparée.
	JOLY	Chimie.
	PELLAT	Physique.
	KOENIGS	Cinématique.
	PAINLEVÉ	Calcul différentiel et intégral.
Secrétaire	FOUSSEREAU.	

A MON MAITRE

M. MUNIER-CHALMAS

Professeur de Géologie à la Sorbonne.

Hommage respectueux et témoignage de vive reconnaissance.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE

DU

NORD DES ALPES-MARITIMES

PAR

Léon BERTRAND

INTRODUCTION

La partie septentrionale des Alpes-Maritimes françaises est restée, jusqu'à une époque relativement récente, l'une des parties de la chaîne alpine les moins connues au point de vue géologique ; seules, les explorations de M. Potier, malheureusement restées inachevées, ont permis de se faire une idée d'ensemble de cette région.

En 1891, j'en entrepris l'étude détaillée, sur les conseils de mon maître M. Munier-Chalmas, professeur de géologie à la Sorbonne ; l'année suivante, M. Michel Lévy, directeur du Service de la Carte géologique, voulut bien me donner un témoignage de grande confiance en me chargeant, alors que j'étais débutant, de l'exploration de la feuille de Saint-Martin-Vésubie et d'une grande partie de celle de Nice. Depuis lors, j'ai passé plusieurs mois chaque été dans la région, et c'est le résultat d'ensemble de ces recherches que je vais exposer ici.

Je ne saurais trop remercier MM. Munier-Chalmas et Michel Lévy, ainsi que M. Fouqué, qui m'ont procuré les ressources matérielles nécessaires à ces longues et coûteuses explorations et ne m'ont ménagé ni leurs encouragements ni leurs conseils ; d'autre part, les nombreuses idées originales émises par M. Munier-Chalmas, soit dans son cours, soit dans ses conversations au laboratoire, m'ont été maintes fois profitables et je lui en dois la plus grande gratitude.

Il me faut aussi adresser les plus vifs remerciements à M. Potier, pour la bienveillance avec laquelle il a facilité mes recherches dans une région qu'il avait si bien étudiée et dont il a indiqué magistralement les grandes lignes, dans la carte

de France au millionième et dans le Rapport pour l'exposition de 1889. Il a bien voulu, non seulement me donner de nombreuses indications de gisements, mais encore me faire profiter plus complètement du résultat de ses recherches, en me communiquant ses minutes inédites de la région, dont on doit vivement regretter qu'il n'ait pu, avec sa grande autorité scientifique, mener à bout l'exploration détaillée.

Je tiens de même à remercier M. Marcel Bertrand pour l'intérêt qu'il a témoigné à mes recherches ; sa conversation et ses idées ont été souvent fécondes pour moi.

Je ne saurais oublier non plus M. et Mme Œhlert, dont j'ai souvent mis à contribution la grande et amicale bienveillance, ni mes excellents camarades MM. Haug et Dereims ; en ce qui regarde le premier, sa compétence paléontologique, particulièrement pour les Céphalopodes secondaires, m'a été d'un grand secours, ainsi que sa grande connaissance des questions de stratigraphie générale et de géologie alpine.

Enfin, j'ai eu occasion, à diverses reprises, d'échanger des idées avec MM. Kilian, Termier, Zürcher, S. Franchi (du service de la carte géologique d'Italie) ; leur parfaite connaissance de régions limitrophes à celle que j'ai étudiée a été pour moi d'un haut intérêt.

I. — DESCRIPTION OROGRAPHIQUE ET HYDROGRAPHIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

A. Limites de la région.

La région qui fait l'objet de ce travail comprend la partie septentrionale du département des Alpes-Maritimes. Elle est limitée au nord par la frontière franco-italienne, limite très artificielle et qui ne suit que peu de temps (du Rocher des Trois-Évêques à la Cime de Colla Lunga) la crête qui sépare le bassin de la Tinée, affluent du Var, de celui de la Stura, affluent du Pô ; plus à l'est, cette limite politique descend sur le versant méditerranéen du massif des Alpes Maritimes, en traversant arbitrairement les affluents du Var, dont le cours supérieur est italien et le cours inférieur français, et en suivant même parfois le fond des vallées [1]. Par suite, cette étude ne comprend pas tout le versant méditerranéen du massif des Alpes-Maritimes, car il m'a été impossible, à mon grand regret, de parcourir la partie de ce versant située sur le territoire italien.

Au N.O. et à l'O., la région est limitée par la chaîne qui sépare les département des Alpes-Maritimes et des Basses-Alpes ou, au point de vue hydrographique, les vallées de la Tinée et du Var de celles de l'Ubaye et de son affluent le Bachelard, puis du Verdon et enfin du Colomp, affluent de la Vaire, elle-même tributaire du Var, dont le bassin est situé entièrement dans le département des Basses-Alpes. Cette limite se prolonge vers le sud d'une façon arbitraire, suivant la limite des feuilles n°s 224 et 225 de la carte de l'Etat-Major (Castellane et Nice), jusqu'à la rencontre de la vallée de l'Estéron, près de Saint-Auban.

La limite méridionale suit à peu près une ligne O.-E., qui passe par le confluent de l'Estéron et du Var, l'Escarène et Castillon, et vient couper de nouveau la frontière italienne, qui sert de limite à l'est jusqu'à Breil ; à partir de ce point, la limite orientale suit le bord est des feuilles 225 et 213 de la carte d'Etat-Major (Nice et Saint-Martin-Vésubie), jusqu'à la rencontre de la frontière italienne, formée par la crête qui sépare les vallons de Ceva et de la Miniera, affluents de la rive droite de la Roya.

Le lecteur devra donc se reporter, pour suivre les descriptions données dans

[1] Le cours de la Tinée sert de frontière sur une longueur de 8 kilomètres environ, entre Isola et Saint-Sauveur ; le bassin du vallon de Mollières et la presque totalité de celui de Ciastiglione, deux de ses affluents de la rive gauche, sont en territoire italien.

ce travail, aux feuilles 213 (*Saint-Martin-Vésubie* ; quarts N.O., S.O. et S.E.) et 225 (*Nice*, quarts N.O. et S.O.) de la carte d'Etat-Major au 1/80.000e, ou mieux, pour une étude d'ensemble, à la feuille *Nice* de la carte au 1/200.000e, qui m'a d'ailleurs servi de base topographique pour la carte géologique qui accompagne ce travail (Pl. VIII).

B. Orographie et hydrographie.

Au point de vue hydrographique, la région que j'ai étudiée comprend toute la partie du bassin du Var située au-dessus du confluent de l'Estéron, ainsi que la presque totalité des bassins de ses divers affluents, à l'exception de celui de la Vaire, qui se trouve à peu près complètement au-delà de la limite occidentale de la feuille de Nice. En réalité, on voit donc que le bassin du Var presque entier est compris dans cette région, car son cours inférieur, au-dessous du confluent de l'Estéron, coule entre deux collines parallèles situées à une très faible distance, et d'où ne descend aucun tributaire important. Les principaux affluents du Var qui coulent dans la région étudiée sont le Tuébi, la Roudoule, le Cians, la Tinée et la Vésubie (sauf les parties de leurs bassins situées sur le territoire italien), ainsi que la partie du bassin de l'Estéron située au nord de son cours.

En outre, il faut ajouter la partie supérieure des bassins du Paillon (qui se rend directement à la mer, à Nice) et de la Bevera, affluent de la Roya, ainsi qu'une faible partie du cours de celle-ci et que les bassins supérieurs de deux autres de ses affluents, les vallons de Ceva et du Cairos.

Il semble à peu près impossible, au premier abord, de trouver une loi quelconque dans les directions de ces diverses vallées et des chaînes qui les séparent, car elles présentent les orientations les plus diverses. Toutefois, il est très net, à un premier examen, que le *cours du Var* peut se subdiviser en trois parties bien distinctes :

1° Le *cours supérieur*, jusqu'au confluent de la Vaire, présente deux courbures successives dirigées en sens inverse, mais son ensemble peut être considéré comme à peu près N.-S.

2° Le *cours moyen*, qui commence au confluent de la Vaire, dont il prend d'ailleurs la direction en faisant un coude brusque à angle aigu, est presque rectiligne et dirigé O.-E. jusqu'au confluent de la Tinée ; à partir de ce point, le Var prend la direction N.-S. de la Tinée et la conserve jusqu'à son embouchure. Il semble donc, au premier abord, que l'on doive mettre la limite inférieure du cours moyen à ce confluent. Toutefois, des raisons que j'exposerai plus loin me la font reporter un peu au sud, en un point intermédiaire entre les confluents de la Vésubie et de l'Estéron, d'ailleurs distants de 4 kilom. seulement.

3° Le *cours inférieur* est dirigé sensiblement N.-S. jusqu'à la mer ; il est caractérisé par une très grande largeur de son lit et une dissemblance remarquable de ses deux rives.

Si l'on examine une carte, il semble que la vallée principale du bassin soit celle

de la Tinée, qui se prolonge presque exactement par la partie inférieure du cours moyen et le cours inférieur du Var ; mais la longueur de son cours et l'importance de son débit empêchent d'admettre cette idée, conformément aux règles admises. Toutefois, je commencerai cette étude par la vallée de la Tinée, qui forme pour ainsi dire l'*axe hydrographique* de la région.

a) **La Tinée.** — La vallée supérieure de la Tinée, jusqu'aux environs d'Isola, est sensiblement dirigée N.O.-S.E., c'est-à-dire parallèlement à la *chaîne centrale des Alpes-Maritimes*, qui la sépare de la vallée de la Stura ; elle est assez comparable à une sorte de fossé, séparant cette chaîne d'une autre sensiblement parallèle qui limite son bassin sur la rive droite. Cette seconde chaîne (*chaîne du Mounier*) se suit depuis la Cime de Pal (2816 m.)[1] jusqu'au Mont Mounier (2818 m.), interrompue seulement par trois cols, situés à une altitude relativement élevée (col de Pal, 2218 m.; col de Crous, 2206 m.; col de Crousette, 2489 m.); elle correspond à l'un des accidents tectoniques les plus importants de la région et son versant sud-ouest est très abrupt.

Il en est de même pour la chaîne centrale des Alpes-Maritimes, qui forme le versant gauche du cours supérieur de la Tinée, car ce versant présente, du Tinibras (3031 m.) au fond de la vallée à St-Etienne (1130 m.), une dénivellation de 1900 m. sur une distance horizontale n'atteignant pas 4 km. $^1/_2$. Ce versant est sillonné seulement par une série de ravins rectilignes parallèles, qui descendent perpendiculairement à la direction de la vallée principale, c'est-à-dire suivant les lignes de plus grande pente ; ces ravins sont séparés les uns des autres par des chaînons, aussi rectilignes et parallèles, perpendiculaires à la chaîne principale et qui résultent simplement de l'érosion, sans aucune relation avec des accidents tectoniques.

Sur le territoire italien se trouvent deux affluents de la Tinée, le vallon de Ciastiglione et celui de Mollières[2], dont la direction est sensiblement la même que celle de son cours supérieur, et qui suivent la chaîne principale des Alpes-Maritimes ; ces deux affluents coulent de l'E. vers l'O., c'est-à-dire *en sens inverse* de la Tinée, à laquelle ils se réunissent, l'un à Isola, l'autre au milieu d'un profond défilé (Rochers de Valabres) où la Tinée traverse obliquement le prolongement de la chaîne du Mont Mounier, qui se poursuit sur sa rive gauche par les Rochers de Marval et la Cime de Giraud. L'ensemble du cours supérieur de la Tinée et de ces deux ravins constitue donc une sorte de *combe, profonde de près de 2000 mètres*, située entre deux chaînes parallèles, et qui se vide par une *cluse* ouverte aux deux tiers environ de sa longueur. A partir de ce point, la Tinée traverse, jusqu'à son confluent avec le Var, une série de cluses successives, correspondant aux diverses bandes de roches dures qu'elle a entamées ; il est d'ailleurs très facile de diviser ce long trajet en deux parties bien distinctes. La partie supérieure,

[1] J'étudierai plus loin, à propos du cours supérieur du Var, le massif situé entre les deux vallées, au nord de la Cime de Pal.

[2] Le terme de *vallon* désigne ici les cours d'eau eux-mêmes et non leurs vallées ; la majeure partie des torrents de la région sont ainsi indiqués sur la carte de l'Etat-Major.

que l'on peut désigner sous le nom de *cours moyen*, s'étend depuis le Pont St-Honorat (à 3 km. au-dessous d'Isola) jusqu'au confluent du ravin de Bramafame (à 5 km. en aval de St-Sauveur). La Tinée y traverse les terrains cristallins, puis une épaisse série de schistes rouges ; d'autre part, cette partie de son cours est caractérisée par le fait qu'elle coupe *obliquement* les chaînons et que ses affluents de la rive droite y font un angle de 45° avec elle [1], en présentant la disposition suivante.

A partir du Mont Mounier, la chaîne qui limite vers le S.O. la partie supérieure de la vallée de la Tinée se divise en trois chaînons à peu près parallèles ; le plus septentrional passe par la Montagne Haute, Peira Blanca, le Col de la Valette, le Mont Gravières, et est traversé obliquement par la Tinée aux Roches de Valabres, ainsi que je l'ai dit plus haut. Le chaînon moyen passe par le Mont Longon, le Sellier, la Fraccia de Roure et vient aboutir à la Tinée à Saint-Sauveur ; entre ces deux premiers chaînons coule le vallon de Longon, dont la direction est N.O.-S.E., c'est-à-dire parallèle au cours supérieur de la Tinée. Entre le chaînon moyen et le plus méridional (Mont Demant, Tête de Ciamia, Mont Brussières et Tête de Falcone) coule un autre affluent de la Tinée, le vallon de Vignone, parallèle au précédent et qui se réunit à la Tinée à Saint-Sauveur. Ces deux importants affluents de la Tinée, *parallèles à son cours supérieur*, font un angle d'environ 45° avec son cours moyen, dont ils sont tributaires.

Le *cours inférieur* de la Tinée est caractérisé par un tout autre régime de ses affluents ; jusqu'à son confluent avec le Var, la vallée prend une direction N.N.O.-S.S.E. et traverse une série de cluses en coupant normalement plusieurs chaînons orientés O.S.O.-E.N.E., et par suite presque perpendiculaires aux deux chaînes qui bordent le cours supérieur. Ces chaînons sont dus à l'inégale résistance à l'érosion des divers terrains qui forment un large synclinal, dont la direction est perpendiculaire à celle de la vallée, et ils sont par suite très homogènes dans toute leur longueur au point de vue de la nature des terrains qui les constituent ; entre ces chaînons coulent des vallons de même orientation, perpendiculaires à la Tinée. Les principaux de ces affluents sont les suivants : sur la rive gauche, les ravins de Bramafame, d'Oglione, de Clans, de Saint-Jean et de Carbonnière ; sur la rive droite, ceux d'Abiliera et de Duinas.

Le bassin inférieur de la Tinée est limité à droite par une chaîne sinueuse qui coupe ce système de chaînons parallèles ; elle se sépare du chaînon méridional du massif du Mounier au Mont Brussières et, en passant par la Tête du Pommier, vient se terminer au confluent de la Tinée et du Var (Mont Picciarvet). Cette chaîne ne correspond à aucun accident tectonique de la région ; c'est une *simple ligne de partage des eaux* produite par l'érosion de deux systèmes de ravins parallèles, qui descendent, suivant des directions opposées, les uns à la Tinée, les autres au Cians ou au Var ; souvent même, elle subit, à la traversée des chaî-

[1] Sur la rive gauche il n'existe que des ravins courts et peu profonds, qui descendent suivant les lignes de plus grande pente de la berge abrupte de la Tinée.

nons perpendiculaires, un rejet assez considérable [1]. *Les véritables unités orographiques sont les chaînons perpendiculaires à cette ligne de partage des eaux ;* leur altitude moyenne est d'ailleurs souvent supérieure à celle de cette crête, et de plus ils se suivent sur une très grande longueur. La carte schématique ci-dessous (fig. 1) montre que les deux plus septentrionaux peuvent se suivre très loin vers l'ouest et vers l'est, divisés en tronçons par les vallées de la Tinée, du Cians, de la Roudoule et du Var.

Fig. 1. — Esquisse orographique et hydrographique de la partie septentrionale des Alpes-Maritimes.

Le premier de ces chaînons vient du voisinage du village de Daluis, passe par St-Léger, La Croix, Auvare, Rigaud, le Mont Lieuche, Le Mont, Ilonse, traverse la Tinée, puis se poursuit par la Serena (commune de Valdeblore), où il disparaît momentanément ; il reparaît d'ailleurs bientôt au Pic de Colmiane et forme la crête qui descend de ce sommet à la Condamine, hameau de Venanson, dans la vallée de la Vésubie. Ainsi que je l'indiquerai dans la description stratigraphique

[1] Ce rejet atteint 3 km. à la traversée du principal de ces chaînons, du Mont au Mont Lieuche.

de la région, et qu'on peut d'ailleurs le voir sur la carte géologique (Pl. VIII), cette crête continue (abstraction faite des coupures produites par les diverses vallées qui la traversent normalement) est formée partout par le même niveau géologique et présente par suite *une unité géologique aussi grande que son unité orographique.*

Il en est de même pour le chaînon suivant, qui naît au château de Puget-Théniers, se dirige vers le S.O. en passant sur la rive droite du Var, passe au Pic de Chabran, puis décrit *un demi-cercle complet* pour revenir parallèlement à la direction primitive, mais en sens inverse, traverser de nouveau le Var, passer au château d'Entrevaux, au Mont Aulaforte et au Collet d'Aubricks, c'est-à-dire à deux kilomètres à peine de son origine ; il se poursuit ensuite par le Mont Mairola, le Mont Fraccia et le Mont Combe, puis traverse la Tinée et forme le Mont Viroulet et le Caire Gros ; il subit ensuite une déviation analogue à celle du chaînon précédent et se dirige vers le S. E. par le Mont Tournairet, la Tête d'Alberas et le sommet de Somelongue, jusqu'à la vallée de la Vésubie, à laquelle il s'arrête *sans la traverser.*

L'examen d'une carte topographique ou de la carte schématique (fig. 1) montre que les deux chaînes précédentes s'écartent vers leur extrémité occidentale et que, dans l'angle ainsi produit, il s'intercale une crête qui forme une boucle et embrasse une dépression en forme de cuvette, sur laquelle je reviendrai plus loin ; ainsi que les précédentes, cette crête présente une unité géologique parfaite.

Entre ces diverses chaînes, se rencontrent d'ailleurs localement de petits chaînons parallèles, sans grande importance, et appartenant nettement au même système.

Au sud de la chaîne du Mont Combe, il en existe une autre, qui est jalonnée par le Collet de Giraud [1], la Montagne de Soberro et la Pointe des Quatre-Cantons, et dont le prolongement se retrouve sur la rive gauche de la Tinée à la Pointe de Sarenton et vient se réunir à la précédente à la Tête de Clans. Un autre chaînon parallèle est jalonné par le Mont Palerda, le Mont Mangiarde, la Tête d'Antrippa, et se prolonge peut-être, avec un changement de direction à angle droit analogue à celui que présentent les précédents, par le sommet 1637 et la Cime du Clot de Raut.

De même, plus au sud, le Picciarvet, le sommet 648 (au sud du village de la Tour) et Castel Gineste jalonnent une direction analogue, et l'on pourrait en trouver d'autres, mais beaucoup plus courtes, entre le Var et la Vésubie ; cette description serait fastidieuse, et j'en veux seulement retenir la conclusion suivante :

Il existe, dans le bassin moyen du Var et dans les bassins inférieurs du Cians et de la Tinée, un faisceau de chaînons parallèles, orientés sensiblement O.S.O.-E.N.E., et qui, dans l'intervalle compris entre la Tinée et la Vésubie, subissent une brusque déviation à angle droit vers le sud.

La région où se produit cette torsion des chaînons les plus septentrionaux,

[1] Il serait peut-être possible de considérer ce chaînon comme le prolongement vers l'est de celui du château de Puget-Théniers.

constitue un massif important qui présente un aspect très digité, à cause de la multiplicité des crêtes qui en partent vers le S.O. et le S.E ; je désignerai ce massif sous le nom de *massif du Tournairet*, du nom du sommet culminant. La partie supérieure de ce massif et des crêtes qui en partent, jusqu'à une certaine distance, est formée par une série puissante et très uniforme de grès tertiaires, qui lui donnent un aspect spécial.

Il se détache de ce massif une crête qui se dirige vers le sud et forme la ligne de partage des eaux entre les vallées de la Tinée, puis du Var, à l'ouest, et celle de la Vésubie à l'est. Cette crête est tout à fait analogue à celle qui limite vers l'ouest la vallée inférieure de la Tinée, bien que beaucoup plus régulière que celle-ci ; on y rencontre indistinctement les terrains les plus variés, et l'on doit considérer cette crête comme résultant seulement de la rencontre de l'érosion des deux vallées qu'elle sépare, sans aucune relation avec les chaînons précédents, très uniformes dans toute leur longueur ; il est à remarquer seulement que cette crête jalonne, d'une façon assez exacte, les points où se fait le changement de direction de ces derniers.

Je ferai observer en outre que ce massif est bien individualisé au nord et *absolument indépendant du massif central des Alpes-Maritimes.* Il existe en effet, sur la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Tinée et de la Vésubie, une dépression considérable reliant la vallée de Bramafame et celle de la Vésubie (Col de Saint-Martin, 1508 m.), et interrompant brusquement toute continuité entre le massif du Tournairet, dont le sommet le plus voisin (Caire Gros) présente une altitude de 2109 m., et la chaîne externe du massif central (prolongement de celle du Mont Mounier) dont le sommet le plus rapproché est la Balme de la Frema (2348 m.). Cette séparation est d'ailleurs justifiée, au point de vue géologique, par la direction des bandes d'affleurement des terrains, parallèles au bord du massif du Tournairet, comme le montre la carte de la Pl. VIII.

b) **Cours moyen du Var et ses affluents.** — A l'ouest de la Tinée, le cours du Var, orienté sensiblement O.-E., reçoit sur sa rive gauche divers affluents, parallèles au cours inférieur de la Tinée et ayant la même allure, ce qui se conçoit facilement d'après ce qui précède. Si l'on remonte le cours du Var, on trouve d'abord deux petits ravins qui proviennent du chaînon du Mont Palerda, puis deux autres (Vallon de l'Espagnol et Riou Blanc) qui descendent du chaînon situé au nord de celui-ci.

L'affluent suivant, *le Cians*, beaucoup plus important que les précédents, vient du massif du Mont Mounier et sert de déversoir à un grand bassin de réception situé au sud de cet important massif. Ce bassin, creusé en grande partie dans les *terres jaunes* (cargneules triasiques), est séparé du Tuébi, à l'ouest, par un chaînon N.-S., constitué par une série de croupes mamelonnées [1] et qui vient s'épanouir au sud en un *massif* d'altitude assez uniforme, dépassant souvent 2000 mè-

[1] Dans toute cette région, la forme arrondie des points culminants est bien traduite par le nom de *têtes* par lequel ils sont généralement désignés.

tres, et dont le centre est à peu près situé à la *Cime de Barrot* (2144 mètres). De ce massif divergent, *dans tous les sens*, des vallons peu ravinés et séparés par des croupes arrondies, qui s'alignent aussi suivant des directions divergentes ; il présente très nettement l'aspect d'un *dôme* à faible courbure, entamé par l'érosion suivant les lignes de plus grande pente, ce qui explique cette disposition rayonnante des vallées et des crêtes.

On doit rattacher à ce massif une région tout à fait analogue située à l'est du Cians, entre celui-ci et le vallon de Villette, l'un de ses affluents [1], et qui en est séparée par le fossé très profond [2], mais extrêmement étroit, creusé par le Cians. Celui-ci, en effet, traverse ce massif dans des gorges tellement étroites que l'on n'a pu prélever sur la largeur de son lit l'espace nécessaire à la route de 3 mètres qui suit le fond de ces gorges ; on a dû la tailler dans la paroi, parfois verticale et même surplombante en certains points de façon à former une voûte presque complète au-dessus du torrent. Ces gorges (*gorges supérieures du Cians*), extrêmement pittoresques et peut-être uniques par la nature de leurs parois, formées sur toute leur hauteur par des schistes rouges en bancs presque horizontaux, entamés sur plus de 900 mètres sans qu'on en atteigne la base, n'interrompent pas sensiblement la continuité entre les deux parties du massif ; quand on réunit par la pensée les points culminants, tant à gauche qu'à droite du Cians, on a bien la sensation d'un *dôme elliptique*, allongé suivant la direction O.-E., et nous verrons d'ailleurs plus loin qu'il correspond à un accident tectonique de cette nature.

A la sortie du défilé, de 10 kilomètres de longueur environ, par lequel le Cians traverse ce dôme, il pénètre dans le prolongement de la région traversée par le cours inférieur de la Tinée et étudiée précédemment et présente les mêmes caractères. Il traverse, avant son confluent avec le Var, une nouvelle série de gorges (*gorges inférieures du Cians*), d'un aspect peut-être aussi imposant que les gorges supérieures, mais d'un caractère tout à fait différent ; elles sont en effet entaillées dans des calcaires gris, en bancs presque horizontaux, et rappellent beaucoup les gorges de la région des Causses.

A l'ouest du Cians, dont le confluent est situé à 2 kilomètres au-dessus du singulier village de Touët-de-Beuil, qui s'étage en une masse compacte au pied d'escarpements calcaires très élevés (les mêmes que dans les gorges inférieures du Cians), se trouve *la Roudoule*, qui se réunit au Var à Puget-Théniers ; elle reçoit les eaux du secteur S.O. du dôme de la Cime de Barrot, partant du pied même de cette cime centrale, et traverse successivement les deux grands chaînons indiqués précédemment [3]. Le principal de ses affluents (vallon de Mairola) coule entre ces deux chaînons.

[1] On peut d'ailleurs remarquer que le cours de ce vallon suit une courbe sensiblement régulière qui entoure le massif à l'est et contribue nettement à donner l'impression d'un bombement régulier.

[2] Le lit du torrent est à une altitude de 900 à 1000 mètres environ, tandis que les sommets qui le dominent des deux côtés dépassent 2000 mètres.

[3] Le plus septentrional contourne exactement le bord S.O. du dôme, tandis que le suivant continue avec sa direction primitive, ce qui produit la divergence que j'ai indiquée et qui commence immédiatement après la traversée de la Roudoule.

La Roudoule est le plus occidental des affluents importants du Var moyen parallèles à la Tinée et par suite perpendiculaire aux chaînons. Le Var lui-même traverse obliquement le rameau méridional de la boucle du chaînon de Mairola, entre Puget-Théniers et Entrevaux, puis son rameau septentrional au voisinage immédiat de cette dernière localité, où il reçoit sur sa rive droite un affluent qui coule entre les deux rameaux. En remontant plus haut le cours du Var, on le voit traverser, au Pont-Noir, le rameau méridional de la crête qui borde la cuvette dont j'ai parlé plus haut (cuvette d'Agnere), et pénétrer dans cette cuvette, qu'il traverse avec une direction E.-O. pour en sortir brusquement au Pont de Gueydan par une cluse étroite (10 mètres environ) creusée dans le rameau septentrional. A partir de là, le Var se dirige vers le N.E., en s'élargissant de nouveau, tandis que la Vaire continue la direction du cours moyen avec la même largeur et semble au premier abord être le cours d'eau principal, d'autant plus que, même en aval du confluent, on ne distingue pas, à moins d'être prévenu, l'entaille par laquelle le Var traverse le flanc nord de cette cuvette.

Sur la rive droite, le cours moyen du Var ne reçoit aucun affluent de quelque importance autre que celui qui aboutit à Entrevaux, et dans tout son trajet, long de 47 kilomètres, il est bordé de très près par une chaîne parallèle à son cours, et qui le sépare du bassin de l'Estéron. Les principaux points culminants de cette chaîne sont, de l'O. à l'E. : le Gourdan (1497 m.), le Mont Rorebel (1215 m.), le Mont Brune (1518 m.) et le Mont Vial (1551 m.), dépassant par suite l'altitude du fond de la vallée de plus de 1000 mètres et même de 1200 mètres (pour le Mont Vial) ; cette chaîne est caractérisée par une chute brusque de son flanc méridional, parfois presque vertical sur une hauteur assez grande, et nous verrons plus loin qu'elle correspond à l'un des accidents tectoniques les plus importants de la région. Elle présente, vers sa terminaison orientale, une inflexion rapide vers le sud, qui l'amène à une direction presque N.-S. au village de Bonson, où elle se termine au Var de façon à le traverser, un peu au-dessous du confluent de la Vésubie, et à venir se raccorder avec la berge gauche de son cours inférieur.

C'est ce point, à partir duquel le Var présente d'ailleurs un très brusque élargissement et un changement complet d'aspect, que j'ai adopté au début comme limite entre le cours moyen et le cours inférieur de ce torrent. La brusque déviation du cours du Var, à son confluent avec la Tinée, et celle de la chaîne du mont Vial qui borde sa rive droite, sont tout à fait analogues à la torsion signalée plus haut pour les chaînons de la rive gauche ; le chapitre de ce travail consacré à la tectonique de la région montrera qu'il n'y a pas seulement analogie, mais que ce sont *des phénomènes corrélatifs*.

c) **Cours supérieur du Var.** — Le Var présente des *sources permanentes*, d'un débit considérable et à peu près constant ; ces sources sont réparties en deux groupes principaux. Le plus important, indiqué sur la carte au 1 : 80.000e, est situé à 1 kilomètre environ au N. du hameau d'Estenc, au pied des éboulis calcaires qui couvrent la base du flanc oriental de la chaîne qui va du Mont Pelat

(3058 m.) à la Tête de l'Encombrette (2682 m.); cette chaîne forme successivement la limite occidentale des hautes vallées du Bachelard et du Var, situées dans le prolongement l'une de l'autre et qui partent en sens inverse, l'une S.-N., l'autre N.-S., du *Col de la Cayolle*, large dépression située entre le sommet du Garret et le sommet de l'Eschillon, appartenant à un chaînon N.-S., parallèle à la chaîne précédente. L'autre groupe de sources, non indiqué sur la carte au 80.000e, se rencontre à 1 kilom. 1/2 ou 2 kilomètres en amont, auprès de la cabane de Sanguinière.

En outre de ces sources, qui alimentent seules le Var en été, il existe un *bassin de réception* supérieur, situé à l'est du cours du Var et qui fait partie d'un massif spécial compris entre les hautes vallées du Var et de la Tinée, et dont je n'ai pas parlé encore, bien qu'il soit principalement drainé par les affluents supérieurs de la rive droite de la Tinée.

Quand on examine la carte, on voit que la crête qui limite à droite la partie supérieure du bassin de la Tinée et qui est formée par la chaîne du Mounier, change brusquement d'aspect à partir de la Cime de Pal ; elle devient très irrégulière, sinueuse et déchiquetée, et est formée de grès analogues à ceux du Tournairet. Elle forme l'axe d'une sorte de *massif elliptique*, très fortement entamé par l'érosion et donnant des crêtes abruptes qui en partent des deux côtés, aussi formées des mêmes grès, et séparées par des ravins très profonds : vallons de Sestrières, de Demandols, de Jallorgues, affluents de la Tinée, et même la partie supérieure de celle-ci, et sur l'autre versant d'autres de moindre importance, qui descendent au Var et au Bachelard. D'autre part, si l'on examine attentivement l'orientation des chaînons, on remarque une première direction curviligne très nette, d'abord jalonnée par les Roches de Peynier et l'Eschillon, qui traverse ensuite le Var et se prolonge par Roche-Grande, l'Escalion, Bollofré, la Pointe des Trois-Hommes, jusqu'au Bec de Marseglia, avec une régularité parfaite d'aspect, de direction et d'altitude.

On peut aussi reconnaître très facilement une seconde direction concentrique, mais beaucoup plus entamée et fragmentée par l'érosion des vallées; elle est jalonnée par la Cime de Pal, le Mont Triboulet, le Mont Peiron, la Bercia, la Pinatelle, la croupe de la Cime d'Anelle, celle de la Cime Frandiera et de Las Planas, et enfin la Cime de Pelouse. La forme de ces deux directions concentriques dessine bien un massif elliptique, orienté à peu près N.-S., et que je désignerai sous le nom de *Massif de Sanguinière*, parce que la Tête de ce nom forme le nœud hydrographique des trois bassins qui le drainent.

Au sud de ce massif et séparé de lui par la profonde dépression du *Bourdous d'Entraunes*, affluent du Var, se rencontre un *chaînon absolument isolé*, ayant la forme d'un croissant et jalonné par le Pillion (2227 m.), la Cime de l'Aspre (2473 m.) et le Chamoussillon (2159 m.) ; il se bifurque ensuite à partir de ce dernier sommet. Ce chaînon est aussi séparé très nettement, vers l'est, de la partie occidentale de la chaîne du Mounier, à laquelle il est parallèle, par un fossé très profond au fond duquel coule la *Barlatte*, autre affluent du Var ; les deux

vallées qui limitent ce chaînon au N. et à l'E. partent toutes deux en sens inverse, du large *Col des Trente Souches*. La concavité de ce *chaînon de la Cime de l'Aspre* forme un cirque dont les eaux s'écoulent par la vallée du Chamoussillon, affluent du Var intermédiaire entre les précédents.

Le Var, primitivement N.-S. depuis sa source, contourne ce chaînon isolé, en décrivant une courbe très prononcée, convexe vers le S. O. jusqu'au confluent de la Barlatte, puis une nouvelle courbe en sens inverse, pendant laquelle il reçoit un nouvel affluent, le *Tuébi*, qui se réunit à lui à Guillaumes. Ce torrent, normalement à sec, bien que terrible en temps d'orage, vient de l'E. N.E. et limite au N.O. le massif de la Cime de Barrot; il résulte de la réunion, au village de Péone, de deux ravins, l'un (Tuébi) descendant du Col de Crous avec une direction N.-S., l'autre (ravin d'Aigue-Blanche) descendant du massif du Mounier avec la même direction que le cours inférieur du Tuébi. A partir de Guillaumes, le Var prend la direction N.E.-S.O., qu'il garde jusqu'à son confluent avec la Vaire, au pont de Gueydan. Il traverse ainsi, dans des gorges semblables aux gorges supérieures du Cians, entaillées dans les mêmes schistes rouges, mais moins profondes [1], l'extrémité occidentale du massif de la Cime de Barrot, puis le chaînon septentrional du faisceau du Var moyen au Pont de Saint-Léger, près de Daluis, pour aboutir au Pont de Gueydan, où il pénètre dans la cuvette d'Agnere, comme je l'ai indiqué précédemment.

Sur une certaine partie de sa longueur, depuis les environs de Saint-Martin d'Entraunes jusqu'au vallon du Cantet, l'un de ses affluents de la rive droite, c'est-à-dire dans la partie de son cours orientée grossièrement N.O.-S.E., le Var est immédiatement bordé sur sa rive droite par un chaînon parallèle, assez peu élevé, mais très constant et qui résulte de l'inégale résistance à l'érosion des assises crétacées inférieures ; ce chaînon commence à la Pointe de la Figulière, et, par la Testetta et la Lara, vient se terminer au sommet 1618 situé à 1 kilomètre à l'ouest de Sauze.

Ce chaînon est parallèle à la *Chaîne du Saint-Honorat*, qui prend naissance au N.O. (au voisinage de Colmars) et se dirige vers le S.E. jusqu'au Mont Saint-Honorat et même jusqu'à Pra Balou, en face de la Cime de Barrot, sur la rive droite du Var. Cette chaîne, couronnée de place en place par les grès tertiaires, est nettement distincte et indépendante de celle du Mont Pelat formée des mêmes grès, mais qui se termine à la Tête de l'Encombrette, au nord de la large et profonde dépression du *Col des Champs* [2], où ces deux chaînes se relaient mutuellement dans le rôle de ligne de partage des eaux. Il en est de même vers le Mont Saint-Honorat, où la ligne de partage des eaux abandonne cette chaîne pour suivre, depuis le Fourciao jusqu'à la Tête du Travers, une crête N.-S., d'où se sépare encore à ce dernier sommet une crête dirigée vers le S.E.

[1] La route de Daluis à Guillaumes suit le bord supérieur de ces gorges et les montre par suite sous un aspect tout à fait différent de celui des gorges du Cians, dont on suit le fond ; la visite successive de ces deux défilés en donne donc une idée absolument complète.

[2] Voir la feuille n° 212 (Digne) de la Carte d'Etat-Major et la fig. 1.

A partir de la Tête du Travers, l'orographie devient de plus en plus confuse, mais on peut toutefois y reconnaître une direction générale N.O.-S.E. des chaînons.

d) **L'Estéron**. — Le bassin de ce grand affluent du Var est caractérisé par un régime de *chaînons parallèles*, analogue à celui du bassin moyen du Var, mais beaucoup plus accentué encore, en sorte que ce régime ressort immédiatement du premier coup d'œil jeté sur une carte topographique. Les divers chaînons parallèles, orientés sensiblement O.-E., présentent des pentes souvent très abruptes, surtout sur leur versant sud, qui fréquemment se termine vers son sommet par une falaise presque verticale ; la chaîne du Vial, qui limite ce bassin au nord et le sépare de celui du Var moyen, offre d'ailleurs la même particularité. Un autre caractère de ces chaînons est *leur fréquente discontinuité* ; ils se terminent brusquement sans laisser de traces sur leur prolongement, quelquefois relayés latéralement par un autre chaînon parallèle.

Les vallées sont de deux sortes ; elles suivent en *combes* les dépressions qui séparent deux chaînons voisins, ou traversent ceux-ci en *cluses transversales* à parois presque verticales ; le plus souvent même, les divers cours d'eau de la région prennent successivement les deux régimes et se divisent par suite en tronçons alternativement perpendiculaires. Le cours de l'Estéron lui-même en fournit d'ailleurs un exemple très net. Il pénètre dans la région que j'ai étudiée suivant une combe dirigée O.-E., puis remonte vers le N. en traversant la célèbre *cluse de Saint-Auban*; il suit ensuite une nouvelle combe vers l'E., puis une nouvelle cluse en remontant vers le N., et se dirige de nouveau vers l'E. jusqu'au sud de Sallagriffon. Puis il traverse successivement du N. au S., dans les cluses inaccessibles d'Aiglun, les deux chaînons traversés précédemment du S. au N. et devenus ici absolument contigus; l'altitude de la crête de ces chaînons atteint 1250 m. tandis que le lit de l'Estéron est à 500 m. seulement. Après 2 kilom. 1/2 environ de ce trajet N.-S., l'Estéron fait un nouvel angle droit, au pied du village d'Aiglun, et se dirige vers l'E.N.E. jusqu'à Roquestéron, où il reprend momentanément une direction N.-S. Ce régime de combes, alternant avec des cluses qui traversent des chaînons de plus en plus méridionaux, se continue jusqu'au confluent avec le Var, et l'énumération en serait fastidieuse ; je ferai remarquer seulement qu'à mesure qu'on se dirige vers l'E., la direction des chaînons et par suite celle des combes tend à devenir S.O.-N.E., la direction des cluses lui restant perpendiculaire, c'est à-dire N.O.-S.E.

Les divers affluents de l'Estéron ont le même régime que le cours d'eau principal ; tantôt ils traversent une dernière cluse au débouché de laquelle ils se réunissent perpendiculairement à l'Estéron au milieu d'un trajet en combe de celui-ci, tantôt ils suivent une combe et viennent aboutir à l'Estéron à l'un de ses coudes, au moment où celui-ci quitte la même combe qu'il suivait en sens inverse pour pénétrer dans une cluse, ou bien au point où l'Estéron sort d'une cluse pour prendre une nouvelle direction en combe, dans le prolongement de son affluent.

Au sud de la chaîne du Gourdan et du Mont Rorebel, ou plutôt d'un petit chaînon parallèle figuré sur la carte orographique (fig. 1), se trouve une large cuvette [1], limitée au sud par une crête parallèle (Montagne des Miolans et de Saumelongue) ; elle est remplie de dépôts sableux tertiaires, d'une érosion très facile, qui sont sillonnés par de nombreux ravins, dirigés à peu près N.-S. et venant se réunir dans des vallons qui suivent le pied de la chaîne qui borde au sud cette cuvette. Ces vallons se vident finalement en deux points (au village de Collongues et au pont des Miolans) par deux cluses étroites dirigées N.-S., et viennent se déverser dans l'Estéron, dont ils sont d'importants tributaires.

e) **La Vésubie.** — Il me reste à parler du dernier affluent important du Var, plus torrentiel que les précédents, car la courbe hypsométrique de 1200 m. coupe le fond de la vallée peu au-dessus de St-Martin-Vésubie, tandis que ce n'est qu'au dessus de St-Etienne pour la Tinée, au voisinage d'Entraunes pour le Var, et près de sa source pour l'Estéron, que ces divers torrents atteignent la même altitude. La vallée de la Vésubie est séparée de celle de la Tinée par le massif du Tournairet, dont j'ai parlé plus haut en insistant sur la torsion des chaînons dans ce massif.

La Vésubie résulte de la réunion, à St-Martin-Vésubie, de deux vallons d'égale importance, celui du Boréon et celui de la Madone des Fenêtres, presque entièrement situés en territoire italien ; l'examen de la carte orographique (fig. 1) montre que le premier sert de déversoir à une dépression orientée O.-E., située immédiatement au pied de la chaîne centrale du Mercantour et qui est manifestement la prolongation du grand fossé de la haute Tinée et du Vallon de Mollières ; la crête même qui sépare les deux rameaux de la Vésubie présente aussi une dépression assez marquée entre son amorce sur la grande chaîne et la Cime de Piagu, située dans le prolongement du chaînon qui borde au sud le vallon de Mollières et que je considère comme la prolongation de la chaîne du Mounier.

A partir de St-Martin, la Vésubie contourne le pied nord-est du massif du Tournairet et marque la limite des calcaires jurassiques et crétacés, qui forment le soubassement de ce massif et sont cantonnés sur la rive droite, et des terrains plus anciens (cristallins, permiens et triasiques), qui sont situés sur la rive gauche jusqu'au voisinage de Roquebillère. Il reçoit dans ce trajet un affluent assez important (ravin de Venanson) sur sa rive droite, et plusieurs ravins descendant de la crête qui borde à gauche le vallon de la Madone des Fenêtres et qui sert de frontière ; le plus important de ces affluents de la rive gauche est le Spaillard.

Aussitôt après ce ravin et le séparant de la *Gordolasque*, affluent presque aussi important que la Vésubie elle-même, se rencontre un chaînon qui se détache de la chaîne centrale au Mont Gelas et se dirige vers le sud sans interruption jusqu'au voisinage de Roquebillère, en passant par la *Cime de la Vallette* et *Tres*

[1] La carte tectonique (Pl. I) montre que cette cuvette orographique coïncide exactement avec un accident tectonique de même nature.

Crous. Des raisons que j'exposerai plus loin, dans le chapitre consacré à la tectonique, me font admettre que ce chaînon, dirigé à peu près N.-S., doit être considéré comme marquant à peu près la terminaison de l'axe du massif cristallin du Mercantour vers le S.E., cet axe ayant par suite subi une torsion presque à angle droit, analogue à celle des chaînons entre la Tinée et la Vésubie et de même sens qu'elle.

Si l'on examine une carte topographique de la vallée italienne de la Stura, on voit d'ailleurs assez facilement que la chaîne centrale des Alpes-Maritimes ou du Mercantour, qui se poursuit nettement jusqu'à la naissance de ce chaînon, cesse d'être continue un peu à l'est, aussitôt qu'on a dépassé le massif du Clapier et le Col de Sabbione, pour tomber dans les deux vallées de la Vermenagna et de la Roya, opposées par leurs sommets au col de Tende. L'orientation des chaînons y devient toute différente ; on peut voir les chaînons de la bordure septentrionale du massif, orientés à peu près O.-E. au voisinage de Vinadio et de Demonte (Montagne Cordiera), devenir N.O.-S.E. près de Valdieri, puis presque N.-S. au voisinage de Limone et du col de Tende, pour finir, dans les environs de Fontan et Saorge, par prendre une direction N.E.-S.O. et même presque E.-O., ayant ainsi décrit une courbe complète autour de l'extrémité orientale du massif du Mercantour ; cette courbure est concentrique à celle que j'ai indiquée pour l'axe central du massif. Nous trouverons d'ailleurs dans toute la vallée de la Roya et de la Bevera une semblable disposition des chaînons, venant du N.E. et subissant une nouvelle déviation qui les ramène N.-S. et même N.N.O.-S.S.E.

Cette digression était nécessaire pour interpréter les faits que nous allons observer en reprenant l'étude de la Vésubie au point où je l'ai laissée. Je désignerai la partie précédemment étudiée sous le nom de *cours supérieur* ; sa limite inférieure se trouve à 1 km. au-dessus de Roquebillère, au point où le chaînon de la Cime de la Vallette se termine en étranglant la vallée contre les rochers de Castel Vieil, situés sur la rive droite ; cet étranglement correspond en même temps à un changement brusque de direction de la vallée, primitivement N.O.-S.E. et devenant N.-S.

Le *cours moyen* part de ce point et se termine à la Cluse de St-Jean-la-Rivière ; dans tout ce trajet, la Vésubie contourne le pied du versant oriental du massif du Tournairet, et reçoit trois vallons qui en descendent. Le fond de son lit est partout creusé dans les cargneules et les gypses triasiques, sauf à la cluse de Lantosque, et les chaînons qui divergent du massif du Tournairet ne le traversent pas pour se prolonger sur la rive gauche ; ce n'est qu'à la cluse de St-Jean qu'on voit l'un de ces chaînons traverser la vallée.

Sur sa rive gauche, le cours moyen de la Vésubie reçoit plusieurs affluents : la Gordolasque, avec son affluent le vallon des Graus ; les vallons de la Planchette, de Ste-Elisabeth, de St-Colomban et de l'Infernet ; ces divers ravins sont à peu près perpendiculaires à la Vésubie et descendent d'une crête qui va d'abord de la Cime du Diable au Col de St-Roch, puis retourne au N.O. à la Cime de Bonvillar,

pour repartir ensuite de ce sommet vers le sud. Les brusques déviations de cette ligne de partage des eaux suffiraient seuls à montrer qu'elle n'est pas homogène ; la présence de larges et profondes dépressions (Col de Raus, Baisse de St-Véran, Baisse de Turini, Col St-Roch), situées entre des rameaux parallèles entre eux, mais obliques à la crête en question, montre immédiatement que ces rameaux sont les véritables unités orographiques. Ces rameaux ne coïncident pas davantage avec les crêtes qui séparent les divers affluents de la Vésubie ; il suffit d'examiner l'une d'entre elles, par exemple celle qui sépare le vallon des Graus de celui de la Planchette, ou bien encore celle située entre ce dernier vallon et celui de Sainte-Elisabeth, pour se convaincre de l'existence de *directions orographiques indépendantes à la fois de la ligne de partage des eaux qui limite à l'est le bassin de la Vésubie et des crêtes qui séparent ses divers affluents ;* ces diverses crêtes empruntent localement des fragments de deux ou de plusieurs de ces directions, reliés par des parties intermédiaires plus basses. Les rejets à angle droit que présentent les affluents eux-mêmes (vallons de la Planchette, de Sainte-Elisabeth) confirment cette interprétation.

Ces directions orographiques suivent bien la loi que j'ai indiquée plus haut, c'est-à-dire viennent de l'est avec une direction E.N.E.-O.S.O., puis tournent progressivement en se rapprochant de la direction N.-S., qu'elles atteignent et dépassent même. La plus septentrionale est jalonnée par la crête qui descend de la Cime du Diable entre la Gordolasque et le Vallon des Graus, et traverse celui-ci pour passer au Mont Pela et au Caire de Saint-Sauveur. La suivante, qui en est séparée par le Col de Raus, part de la Cime du Tuor, passe à la Pointe de Rugger, puis à la Cime des Vallières, en traversant le vallon de la Planchette dans les rochers très déchiquetés et abrupts de Malagrata ; son prolongement se retrouve vraisemblablement au Rocher de Lantosque, traversé en cluses par la Vésubie et par le vallon de Saint-Colomban à son confluent, passe momentanément sur la rive droite de la Vésubie, et revient sur la rive gauche au rocher de Saint-Arnoux. Après avoir été traversée en cluse très étroite par le vallon de l'Infernet, au voisinage de son confluent, elle monte à la Cime de Bonvillar, où elle se relie à un chaînon détaché du massif du Tournairet et traversé par la Vésubie à la cluse de Saint-Jean-la-Rivière ; la réunion de ces deux chaînons (toutefois séparés par une baisse assez profonde entre la Cime de Bonvillar et Sue Caragn) forme une chaîne unique qui se dirige vers le sud en passant au Mont Férion.

La direction suivante, séparée de la précédente à son extrémité N.E. par la Baisse de Saint-Véran, se suit d'une façon continue depuis le sommet de l'Aution jusqu'à la Tête de Scubajon, traverse ensuite le vallon de Sainte-Elisabeth pour reparaître au sommet isolé de l'Abrigh, puis à la Cime de Claudine, d'où part un petit chaînon qui descend au point 1023 (au S.E. de Lantosque) ; sa prolongation se retrouve probablement jalonnée par le mamelon situé au N.E. du hameau des Martollins, la Cime de Plan Reibert et celle d'Aurieras.

Enfin, pour terminer ce qui a rapport à la région drainée par le cours moyen de la Vésubie, il existe un autre chaînon parallèle au précédent, dont il

est séparé par la Baisse de Turini et par le Col de la Porte. Ce chaînon, qui se suit sans interruption depuis la Cime de la Calmette jusqu'à la Cime de Rocaillon, par celle de Peira Cava, avec une direction N.N.E.-S.S.O., me semble se continuer vers le N.E. par la croupe qui descend de la Cime de la Calmette à la Bevera, et par celle qui remonte sur l'autre rive de la Bevera du point 1392 au sommet 1819 (Camp de Cabane Vieille) ; l'intervalle entre ce chaînon et le précédent est là jalonné par les deux ravins qui, orientés de même, mais coulant l'un vers l'autre, se réunissent pour former la Bevera.

En résumé, les deux rives du cours moyen de la Vésubie sont bien différentes l'une de l'autre au point de vue orographique, la rive droite étant formée par le massif du Tournairet, avec ses chaînons orientés N.O.-S.E., la rive gauche au contraire étant constituée par une série de chaînons parallèles, décrivant une courbe assez régulière qui forme sensiblement un quart de cercle, dont la convexité est tournée du côté de la Vésubie, à laquelle ils sont parallèles vers le milieu de leur longueur. Par suite, on voit que le *cours moyen de la Vésubie constitue une limite très nette au point de vue orographique.*

Il n'en est plus de même pour son *cours inférieur*, qui commence à la Cluse de Saint-Jean-la-Rivière, ainsi que je l'ai dit plus haut. Tandis que le cours moyen coule le plus souvent au fond d'une large vallée, dont les flancs se terminent à leur base par des pentes adoucies, formées de terrains relativement très tendres, le cours inférieur, au contraire, coule au fond d'une vallée extrêmement étroite, à parois très escarpées et parfois verticales (cluses de Saint-Jean, de Duranus, etc.). Cette vallée ne forme qu'une *entaille* qui n'interrompt pas la continuité des deux rives ; j'ai décrit précédemment la rive droite, où se rencontre la prolongation du faisceau du Var moyen, mais avec la direction des lignes orographiques déjà déviée vers le sud. Cette déviation s'accentue davantage encore sur la rive gauche, où les directions orographiques sont N.-S. et parallèles à la grande crête du Mont Férion, dont j'ai parlé plus haut. La plus occidentale de ces directions est jalonnée par le Collet de Saint-Bernard, le Mont Cima et le Mont Chauve d'Aspremont ; elle est suivie à l'est par une autre, indiquée par le Castelard et par la crête qui, à l'est de Saint-Blaise, forme la berge droite du vallon de Tourrettes. Ces deux directions, ainsi que celle du Mont Férion et celles situées plus à l'est, dans la vallée du Paillon, décrivent ensuite, avant d'arriver à la mer, une nouvelle courbe à convexité tournée vers le S.O., qui est concentrique aux courbes décrites par les directions orographiques des vallées du Paillon, de la Bevera et de la Roya.

Par suite, toute la région située à l'est du Var, au sud du parallèle du confluent de la Vésubie et du Var, se comporte au point de vue orographique comme formant *un faisceau unique* de chaînons parallèles, mais ayant une *double origine*; une partie des chaînons de ce faisceau viennent du cours moyen du Var, c'est-à-dire de l'ouest, et étaient primitivement dirigés O.S.O.-E.N.E., les autres proviennent au contraire du N.E., avec une direction primitive E.N.E.-O.S.O. ; *ces deux faisceaux, qui se dirigeaient l'un vers l'autre en sens inverse, se sont donc raccordés en se déviant chacun à angle droit, de façon à devenir parallèles.*

f) **Le Paillon, la Bevera et la Roya.** — La région que j'ai étudiée ne renferme que les vallées supérieures du Paillon et de la Bevera, et seulement une portion insignifiante de celle de la Roya ; aussi ne dirai-je que quelques mots de leurs bassins, d'autant plus que, dans les pages qui précèdent, j'ai indiqué les grands traits de l'orographie de cette région. Je ferai seulement remarquer que la grande prédominance des calcaires très uniformes du Crétacé supérieur, d'une égale résistance à l'érosion depuis la base jusqu'au sommet, y rend la topographie beaucoup moins nette que dans les vallées étudiées précédemment, où existait une diversité de terrains beaucoup plus grande ; ce n'est que lorsqu'il existe des lambeaux des grès tertiaires ou lorsque les calcaires très durs du Jurassique crèvent leur couverture crétacée, que l'on a des reliefs bien nets. Mais on peut toutefois constater que les directions ainsi observées, quoique moins continues que dans la région située plus à l'ouest, suivent absolument la même loi que celles que j'ai indiquées sur la rive gauche de la Vésubie. Il suffit, pour s'en convaincre, d'examiner : le tracé du cours du Paillon de Contes, au-dessus de cette localité, creusé en grande partie dans les grès tertiaires ; la crête qui limite sa vallée à l'est, de la Cime de la Blachière au village de Berre et même plus au sud ; le cours du rù de Bighière et celui du Paillon au-dessous de l'Escarène ; le chainon de calcaires jurassiques qui va de la Cime de la Piastra au Mont Panard ; la dépression en cuvette formée de grès tertiaires, qui va de la Cime de Gros Braus au Mont Brec ; le cours de la Bevera au-dessus de Sospel, prolongé par son affluent le Merlanson, qui descend de Castillon ; la ligne de crêtes jalonnée par Colla Bossa, la Gonella, le Rocher de Gœta et l'Agaisen, qui domine Sospel au nord ; la crête jurassique située au sud de cette localité, et qui se dirige vers le S.S.E., en passant par le Roc de Maugiron, le Mont Razet, le Bec de la Sella et la Pointe de la Pena ; la ligne des sommets de Monte Grosso, de Perus, du Mont Diaurus et de la Tête de Cuore; etc. Toutes ces directions sont parallèles et font partie d'un même système de lignes courbes, ayant toutes leur concavité vers l'est, qui caractérise la partie des Alpes-Maritimes françaises située à l'est de la Vésubie et qui se prolonge encore sur le territoire italien jusqu'à une certaine distance.

J'ai résumé, dans le croquis schématique de la fig. 1, les divers caractères orographiques que je viens d'indiquer.

Lorsque j'aurai décrit les divers plissements qui ont affecté la région jusqu'à l'époque actuelle, il sera facile de constater que cette carte coïncide, dans ses grandes lignes et *souvent même dans ses moindres détails*, avec la carte tectonique (Pl. 1) ; cet exemple montre donc, une fois de plus, que *si l'érosion qui a eu lieu depuis les derniers plissements a forcément modifié plus ou moins profondément le relief produit par ceux-ci, elle en a du moins conservé et quelquefois même accentué les lignes essentielles.*

Je ferai remarquer pour terminer que, contrairement à l'idée que l'on se fait généralement de l'altitude des Alpes-Maritimes, les sommets en sont encore relativement très élevés. Le point culminant de la chaîne centrale (Cime du Mer-

cantour) atteint une hauteur de 3167 mètres et beaucoup de sommets dépassent 3000 mètres ; en particulier, dans la haute vallée de la Tinée, deux des sommets qui existent sur la frontière atteignent 3031 mètres (Tinibras) et 3008 mètres (Chignon de Rabuons). D'une façon générale, on peut admettre que l'altitude moyenne de la chaîne centrale se maintient au voisinage de 2900 mètres.

D'autre part, nous avons vu que, *même en dehors de cette chaîne centrale*, dans le massif qui sépare la Tinée du Var, deux des sommets (Mont Mounier et Cime de Pal) atteignent les altitudes de 2818 mètres et 2816 mètres ; les deux *cols* que traversent les deux bifurcations de la route de Nice à Barcelonnette au-delà de St-Etienne (d'ailleurs à l'état de mauvais chemins muletiers) sont à des altitudes de 2512 mètres (Col de Pelouse) et 2446 mètres (Col de la Moutière).

Ces chiffres montrent l'erreur que l'on commet lorsqu'on se représente les Alpes Maritimes comme n'étant guère que de simples collines, à cause de leur proximité de la mer ; à 25 kilomètres à peine de celle ci, on rencontre déjà des altitudes supérieures à 2000 mètres (l'Aution, la Forca, Mille Fourches) et, à 16 kilomètres, des sommets dépassant 1800 mètres.

II. BIBLIOGRAPHIE

Il existe un assez grand nombre de mémoires ou de notes géologiques, déjà anciens, se rapportant aux Alpes-Maritimes; mais ces travaux sont d'ordinaire très sommaires et, d'autre part, beaucoup d'auteurs ne se sont guère occupés que du littoral, délaissant l'étude des vallées supérieures.

Parmi la longue liste bibliographique ci-dessous, il est un grand nombre de notes dont je n'analyserai pas le contenu, soit qu'il soit très peu important, soit qu'il ne fasse que répéter ce qui avait été dit précédemment.

Les premiers auteurs qui nous fournissent des renseignements un peu précis sur la région dont je m'occupe sont **de la Bèche** et **Buckland**, qui étudièrent simultanément les environs de Nice. Le premier s'occupa surtout du littoral entre Nice et Vintimille et communiqua à la Société géologique de Londres [5 et 7] [1] ses résultats, reproduits plus tard dans son *Manuel de géologie*. Il distinguait dans les calcaires de la région deux séries principales (*older alpine limestone* et *younger alpine limestone*) et rapportait les gypses des environs de Nice à la seconde série.

Buckland [6 et 8] était en désaccord avec lui sur plusieurs points; ses observations sont plus intéressantes pour nous, car elles s'étendent de Nice jusqu'au Col de Tende. Il indique la série régulière suivante : *greensand* avec Nummulites, Turrilites et ses autres fossiles habituels, *Jura* (*oolitic* ou *younger alpine limestone*), *lias*, *redmarl*, et *older alpine limestone* ou *dolomite*, abondant en *rauchwacke* et en puissants dépôts de *gypse ;* puis dans le voisinage de la chaîne principale, les dépôts de la *new red sandstone formation* et du *rothe-todte-liegende*, reposant sur une *red micaceous grauwacke*, à laquelle succèdent les roches primitives.

D'après des indications de **Risso** [3], Buckland signale la présence de gypses près de la source du Var [2], au milieu de l'*older alpine limestone*, et il pense avec raison que les gypses des environs de Nice appartiennent aussi à cette formation, plutôt qu'au *younger alpine limestone*, auquel de la Bèche les rapporte. De plus, il admet que les calcaires de tout âge peuvent être accidentellement dolomitiques, sans qu'on doive attribuer leur transformation au voisinage de roches éruptives riches en magnésie.

[1] Les numéros entre crochets correspondent à l'Index bibliographique placé à la fin de ce chapitre.

[2] Probablement aux environs de Guillaumes.

Bertrand Geslin [10] indique, d'après **Pareto**, que le système arénacé rouge du Comté de Nice est inférieur aux masses calcaires dolomitiques et que les macignos et les calcaires à Fucus qui couronnent certaines crêtes sont supérieurs aux calcaires à Nummulites.

Dans une lettre insérée dans le *Neues Jahrbuch* [**12**], et dans ses travaux suivants, **A. Sismonda** attribue au «Néocomien» les calcaires compacts gris clair et blancs des environs de Nice (calcaires blancs du Jurassique supérieur du Midi de la France). Dans un mémoire publié la même année [**13**], il donne quelques renseignements sur l'extrémité septentrionale du bassin de la Tinée; il rapporte au *terrain anthraciteux supérieur* les grès tertiaires, indique la présence de gypse dans le bassin de Salsamoren au milieu du Jurassique et montre que les dépôts jurassiques y recouvrent *en discordance* les micaschistes. L'une des planches de ce mémoire contient une coupe du Mont Pe Brun au nord du lac du Lauzanier, par le Pas del Mul (Pas de la Cavale des cartes françaises).

Un autre mémoire du même auteur, publié l'année suivante [**14**], contient une description géologique de la route de Tende à Nice. Il y signale en particulier la présence de gypse à Sospel et au Col de Brouis (en contact avec le Nummulitique dans cette dernière localité), et celle du Nummulitique au Col de Braus.

L'intéressant travail de **Tchihatchoff** [**15**], accompagné d'une carte géologique, ne s'occupe que des environs immédiats de Nice.

La carte géologique de la Ligurie de **Pareto** [**20**] résume les divers faits publiés précédemment ; il y distingue, dans la série sédimentaire, le Verrucano, le Jurassique, le « Néocomien » de Sismonda (localisé vers le sud des Alpes-Maritimes et qui n'est qu'un faciès du Jurassique supérieur, différent de celui qui existe au nord), la craie verte et enfin le calcaire nummulitique et le macigno. Les contours de ces divers terrains y sont d'ailleurs très imparfaits.

Perez [**22**] montra que le Nummulitique de la Palarea, de la Font de Giariel, du Col de Braus, de Puget et de Roquestéron est identique à celui de la Mortola, dont il donna la succession; de plus, il affirma que le Nummulitique doit être placé dans le Tertiaire, et non dans le Crétacé, comme l'avaient fait les auteurs précédents. Il donna aussi les caractères des couches à Inocérames, *Ananch. ovata* et *Amm. rotomagensis*, puis sépara par les faunes deux niveaux dans les couches glauconieuses sous-jacentes :

1° Gault, à *A. Lyelli*, *mammillaris*, *interruptus*, *Beudanti*, *latidorsatus*, etc.

2° Néocomien à *A. Astierianus*, *cryptoceras*, *difficilis*, *Leopoldinus*, *Ixion*, *radiatus* et *angulicostatus*, *Crioceras Emerici*, *Bel. dilatatus* et *subfusiformis*.

Il montra ensuite que les *calcaires compactes jaunes* (*Néocomien* de Sismonda) sur

lesquels le Néocomien repose en concordance, se divisent en trois parties : une supérieure, à Zoophytes ; une moyenne, avec Nérinées, et une inférieure à Ammonites (*A. biplex, multiradiatus, tortisulcatus, flexuosus, Kœnigii*, etc.) ; ces fossiles justifient par suite l'opinion de De la Bèche et de Buckland sur l'âge jurassique des calcaires compactes.

Les conclusions de ce travail important, le premier où ait été bien délimité le Crétacé de la région, sont surtout :

1° La séparation très nette du Nummulitique et du Crétacé.

2° La division du Crétacé en trois parties :

Crétacé supérieur — calcaires marneux à Inocérames, *A. Mantelli et varians*, *Gryphæa columba*, etc.
Crétacé moyen — Gault.
Crétacé inférieur — Néocomien.

3° La séparation du Crétacé et du Jurassique.

Ce travail, malheureusement publié dans un recueil très difficile à trouver, est l'un des plus importants mémoires stratigraphiques sur la région. Il faut d'ailleurs associer au nom de Perez celui du major **Chartes**, qui a visité une partie des gisements cités, soit seul, soit en compagnie de Perez, et est arrivé aux mêmes conclusions.

Le mémoire [**23**] publié par **A. Sismonda** en 1848 est à peu près le seul travail d'ensemble qui ait paru sur la région que j'ai étudiée ; l'auteur y expose les faits qu'il a observés en parcourant l'itinéraire suivant. Il débute par la vallée supérieure de la Tinée et descend cette vallée jusqu'au confluent avec le Var, puis celui-ci jusqu'à Saint-Martin-du-Var ; de là, il remonte la vallée de l'Estéron et passe, par Rorebel et La Penne, dans le vallée du Var, aux environs de Puget-Théniers et de Villars, d'où il remonte jusqu'à Guillaumes. Il revient ensuite de nouveau dans la vallée de l'Estéron, par Cuébris et Roquestéron, puis traverse le Cheiron pour arriver à Coursegoules ; il s'occupe ensuite du cours inférieur du Var et du trajet de Nice au Col de Braus et au Col de Brouis. Revenant ensuite à Levens par Lucéram, il remonte la vallée de la Vésubie jusqu'à Saint-Martin, et de là retourne sur le versant septentrional de la chaîne.

Les faits sont en général bien observés dans ce mémoire ; Sismonda reconnut en divers points les calcaires à *Gryphæa arcuata*, superposés à des schistes rouges et à des grès et conglomérats quartzeux rouges avec des taches vertes.

Il observa en divers points les fossiles de la craie verte et les calcaires argileux à Inocérames ; il reconnut que le calcaire nummulitique, superposé à ces derniers et recouvert par des sables aux environs de la Penne, et par des grès et par le flysch en d'autres points, renferme des fossiles dont la plupart se retrouvent dans l'Eocène des environs de Paris. Aux environs de Saint-Etienne, il observa que les roches nummulitiques reposent sur les couches qu'il rapporte au Lias.

A côté de ces faits, en général bien observés, il faut souvent faire des réserves sur leur interprétation. C'est ainsi qu'il rapporte au Lias les couches jurassiques supérieures, en particulier celles de Rimplas, où il a trouvé l'*A. biplex* Sow. et

l'*A. heterophyllus* Sow. Il rapporte au Néocomien les calcaires blancs que Perez avait déjà démontrés être jurassiques supérieurs, et considère les gypses rencontrés en beaucoup de points comme résultant d'une transformation des calcaires « néocomiens » ou de ceux du Crétacé.

Toutefois, l'ensemble de ce mémoire est remarquable, eu égard à l'époque à laquelle il a été publié ; malheureusement l'itinéraire suivi par l'auteur a été tellement rudimentaire que la carte qui accompagne ce travail, assez exacte pour les points qu'il a visités, avec beaucoup de réserves toutefois relativement aux attributions stratigraphiques des divers terrains, est tout à fait incomplète dans son ensemble ; c'est ainsi que l'important massif compris entre le Var et la Tinée y est figuré uniformément sous la teinte du Jurassique.

Après la publication de ce grand mémoire de Sismonda, l'activité des géologues semble s'être détournée, au moins pour quelques années, de la région des Alpes-Maritimes, et la liste bibliographique ne renferme, jusqu'en 1860, que des mémoires généraux sur les Alpes, où ne figurent guère de résultats nouveaux spéciaux à la région qui nous intéresse ici (**Murchison**, **Desor**, **Studer**). Seul, ce dernier [**26**] insiste sur le plongement des roches cristallines dans le massif des Alpes-Maritimes, vers le S. sur le flanc nord, et vers le N. sur le flanc sud ; il donne une coupe (*loc. cit.*, p. 47) allant du hameau du Pra (sur la Tinée) à la vallée de l'Ubayette, par les lacs du Lauzanier.

En 1854, **A. Sismonda** [**28**], sous l'influence d'Elie de Beaumont et dans une lettre à celui-ci, conclut que : « dans les Alpes-Maritimes, en dehors du gneiss, « etc., le terrain stratifié le plus ancien qui s'offre à l'observateur remonte à peine « à l'époque liasique », ce qui est en contradiction absolue avec ses observations antérieures et avec la vérité.

En 1860, **Perazzi** signala l'existence, dans la province de Nice, d'une formation cuprifère contemporaine du terrain inférieur au calcaire liasique, dans une lettre d'abord publiée à Gênes et reproduite dans les Mémoires de l'Académie des Sciences de Turin [**30**].

En 1861, **Pareto** [**31**] donna une coupe passant par la limite orientale de la région que j'ai étudiée (*loc. cit.*, Pl. VIII, fig. 8). La partie de cette coupe que j'ai suivie, du Capelet au Col de Brouis, est absolument inexacte ; en particulier, l'auteur n'y fait pas mention des roches nummulitiques, très développées au voisinage de l'Aution, et qui pourtant avaient été précédemment indiquées par divers auteurs, et spécialement par A. Sismonda.

Dans son mémoire [**32**], **M. de Mortillet** s'occupe à peine des Alpes-Maritimes, sauf pour le Nummulitique.

La carte de la Savoie, du Piémont et de la Ligurie [**33**], publiée par **A. Sismonda** en 1862, est en recul sur celle de Pareto (1846) pour les Alpes-Maritimes,

au point de vue des couches sédimentaires inférieures ; tandis que Pareto avait distingué le Verrucano à la base et que l'auteur lui-même, dans ses travaux antérieurs à sa lettre à Elie de Beaumont, avait montré qu'il existe une puissante série d'assises inférieures aux couches à *Gryphæa arcuata*, il marque dans cette carte toute la bordure des terrains cristallins en Jurassique et la partie située à l'est de la Vésubie en Jurassique métamorphisé (?). Le seul progrès de cette carte, pour la région qui nous occupe, est la réunion au Jurassique des calcaires compacts, qu'il en distinguait primitivement à tort sous le nom de Néocomien.

Dans son mémoire sur la disposition des massifs cristallins des Alpes [35], **Desor** ne sait à quelle zone rapporter le massif des Alpes Maritimes, d'ailleurs figuré d'une façon absolument inexacte sur la carte qui accompagne ce travail, où il est divisé en deux parties, la plus orientale se rattachant au massif ligure, et la plus occidentale présentant vers l'O. une bifurcation absolument imaginaire. L'auteur indique que, suivant Studer, il se relie à la zone extérieure, qui comprend le Pelvoux, Belledonne et le Mont-Blanc.

Gény, dans un travail inséré dans un mémoire de Davidson [37], donne une succession des divers terrains rencontrés dans le département des Alpes-Maritimes ; cette succession, dans laquelle l'auteur indique la série complète des terrains sédimentaires depuis le Silurien, en se basant sur des caractères purement lithologiques, est en général tout à fait inexacte.

Dans son mémoire sur la zone à *Avicula contorta*, dans le Sud-Est de la France [38], **Dieulafait** admit que cette zone ne se rencontre pas au nord de l'Estéron, ce qui est inexact, car je l'ai rencontrée beaucoup plus au nord.

La *Réunion extraordinaire de la Société géologique à Nice* [40-45] n'intéresse pas la région que j'ai étudiée, sauf la course de l'Escarène au Col de Braus, situé tout à fait à la limite de celle-ci. Quant à la carte d'une portion du département des Alpes-Maritimes, présentée par M. **Caméré** [40], elle est très incomplète, ainsi que l'auteur le déclare lui-même ; le texte qui accompagne cette carte est très succinct et n'indique aucun fossile ni aucune localité. D'autre part, conformément à la théorie des soulèvements qui était alors en faveur, l'auteur est amené à y reconnaître des alignements des plus artificiels et qui ne correspondent à aucune des grandes lignes de la tectonique de la région. Au sujet des gypses de la région, très développés en beaucoup de points, M. Caméré arriva à la conclusion qu'ils se trouvent toujours sur des lignes de dislocation et qu'ils ont été formés sur place au détriment des roches disloquées, et quel que soit leur âge, par des éruptions d'eaux minérales et peut-être de gaz, qui se firent jour suivant ces lignes de fracture.

Cette interprétation ne fut pas admise par M. **Potier** qui revint sur ce sujet dans un travail postérieur [46], pas plus que par **Coquand** et par M. **Collot**, qui pensèrent que les gypses des Alpes-Maritimes sont triasiques.

La thèse de M. **Fallot** [51] contient diverses coupes du Crétacé supérieur, relatives à la région qui nous occupe, pour les environs d'Entrevaux, de Puget-Théniers, de Villars et la vallée de l'Estéron, puis dans la vallée du Paillon ; c'est la première étude détaillée de ces terrains pour la région que j'ai étudiée, et elle me servira de base pour leur description.

Dans la carte de MM. **Vasseur et Carez** [52] se trouve figuré, pour la première fois, le Permien de la vallée du Cians ; mais cet affleurement est arrêté vers l'ouest avant la vallée du Var, tandis que celle-ci, entre Daluis et Guillaumes, entame pourtant ces dépôts sur une très grande épaisseur ; d'autre part, si cette carte est assez exacte pour les parties méridionale et orientale de la région, il n'en est pas de même pour sa partie septentrionale.

En 1886, M. **Sacco** [53] décrivit la riche faune liasique du Col de Pourriac, situé sur la frontière italienne.

Pour la partie qui nous intéresse, la carte géologique de MM. **Issel, Mazzuoli** et **Zaccagna** [55] n'est qu'une copie de celle de MM. Vasseur et Carez.

Dans son travail sur les terrains traversés par la frontière franco-italienne dans les Alpes-Maritimes [58], M. **Portis** admet qu'en partant du noyau de gneiss et de schistes cristallins du massif des Alpes Maritimes, on rencontre tous les terrains paléozoïques ; c'est ainsi qu'il rapporte au Huronien les quartzites triasiques inférieurs, au Silurien et au Dévonien les calcaires de la série triasique supérieure, etc. Il émet la théorie singulière, applicable aux Alpes occidentales, de l'existence d'un noyau existant sur l'emplacement actuel de la plaine du Piémont et qui s'émergea successivement en rejetant progressivement la mer vers l'ouest. Partant de cette étrange conception, il s'étonne que les terrains qu'il a ainsi délimités sur le territoire italien ne concordent pas avec ceux déterminés par les géologues français, et en particulier par M. Goret !

La **Carte géologique de la France au millionième** [61], exécutée, pour la région qui nous intéresse ici, d'après les explorations de M. **Potier**, et la notice rédigée par M. **Marcel Bertrand** pour l'exposition de 1889, d'après ses indications [62], firent faire un très grand pas à la connaisssance de la région. En particulier, c'est sur cette carte que se trouve pour la première fois figuré exactement le dôme à noyau permien qui existe au S.E. de Guillaumes et qui est l'un des plus importants accidents tectoniques de la région, sur lequel j'aurai beaucoup à insister. D'autre part, l'allure des couches dans toute la région située au sud de ce dôme et de l'extrémité orientale du massif cristallin du Mercantour, y est indiquée avec toute la précision que comporte l'échelle de la carte, et ce n'est guère que pour la partie tout à fait septentrionale des Alpes-Maritimes que mes résultats seront assez notablement différents de ceux qui y figurent. Il ne

faut pas oublier d'ailleurs que cette carte, publiée dans un but spécial, n'avait qu'un caractère essentiellement provisoire pour la région alpine, et l'on doit regretter que M. Potier n'ait pu achever l'exploration détaillée de la région dont il avait indiqué les grandes lignes d'une façon si remarquable.

Depuis cette époque, le seul travail qui intéresse directement la région est l'*Etude géologique et pittoresque de la ligne de Nice à Puget-Théniers*, faite par M. **Ambayrac** [68], et accompagnée de nombreux croquis, malheureusement très peu lisibles ; ce travail, dans lequel se rencontrent des assimilations assez douteuses, comme par exemple celle des gypses de Puget-Théniers à l'Eocène, est plutôt pittoresque que géologique, et ne s'occupe que d'une très faible partie de la région ici décrite.

Tous les autres mémoires récents qui figurent sur la liste bibliographique sont, ou bien consacrés à la description des régions immédiatement adjacentes et je ne les ai indiqués que pour faciliter les recherches et les comparaisons, ou encore ne s'occupent qu'accidentellement de la région, au point de vue des relations tectoniques ou stratigraphiques avec les régions avoisinantes ; aucun de ces mémoires n'étant le résultat d'observations nouvelles sur le terrain, leur analyse ne saurait trouver place ici.

LISTE DES TRAVAUX

RELATIFS A LA RÉGION ÉTUDIÉE OU AUX RÉGIONS IMMÉDIATEMENT AVOISINANTES.

---

1. — 1797. — **X...** — Suite du Tableau des Mines et Usines de la République, par ordre de départemens. — Département des Alpes-Maritimes (*Journal des Mines*, n° 37, p. 27-34, Vendémiaire an VI).

2. — 1818. — **Allan.** — Sketch of the Geology of the environs of Nice (*Trans. R. Soc. Edinburgh*, t. VIII, p. 427-452, Pl. VIII).

3. — 1824. — **Risso.** — Aperçu géologique sur les environs de Nice (*Nova acta Acad. Cæs. Leop. Carol.*, t. XII, p. 347-364).

4. — 1826. — **Risso.** — Histoire naturelle des principales productions de l'Europe méridionale, vol. I, 1826.

5. — 1828. — **De la Bèche.** — On the Geology of Nice (*Proc. Geol. Soc. London*, t. I, p. 87-89).

6. — 1828. — **Buckland.** — Appendix to De la Bèche's Paper on the Geology of Nice (*id.*, p. 94).

7. — 1829. — **De la Bèche.** — On the geology of the environs of Nice and the coast thence to Vintimiglia (*Trans. Geol. Soc. London*, 2° sér., t. III, p. 171).

8. — 1829. — **Buckland.** — Observations on the secundary formations between Nice and the Col di Tendi (*id.*, p. 187).

9. — 1833. — **Pareto.** — Note sur les Alpes de la Ligurie, aux environs du col de Tende (*B. S. G. F.*, 1e sér., t. III, p. 188).

10. — 1837. — **Bertrand-Geslin.** — Lettre à M. Michelin (*B. S. G. F.*, 1re sér., t. VIII, p. 120).

11. — 1840. — **Dufrénoy** et **Elie de Beaumont.** — Carte géologique de la France, au 1/500,000°.

12. — 1841. — **A. Sismonda.** — Neocomien bei Nizza (Mittheilungen an den Geh. Rath v. Leonhard gerichtet) (*Neues Jahrbuch*, 1841, p. 352).

13. — 1841. — **Id.** — Memoria sui terreni stratificati delle Alpi (*Mem. R. Accad. Sc. Torino*, 2e sér., t. III, p. 1-53, 1 pl.).

14. — 1842. — **Id.** — Osservazioni geologiche sulle Alpi marittime e sugli Apennini Liguri (*id.*, 2e sér., t. IV, p. 53-104).

15. — 1842. — **P. de Tchihatchoff.** — Coup d'œil sur la constitution géologique des provinces méridionales du royaume de Naples, suivi de quelques notions sur Nice et ses environs. 1 vol in-8°, Berlin, 1842.

16. — 1844. — **Collegno.** — Esquisse d'une carte géologique de l'Italie (2e édition), une feuille, Paris, 1844.

17. — 1844. — **A. Sismonda.** — Observations sur la carte géologique des Etats Sardes (*B. S. G. F.*, 2e sér., t. I, p. 783).

18. — 1845. — **E. Sismonda.** — Nota dei fossili eocenici della Contea di Nizza (*Atti della settima riunione degli Scienzati italiani* in Napoli, 1845, p. 1160).

19. — 1845. — **Id.** — Memoria geo-zoologicha sugli Echinidi fossili del Contado di Nizza (*Mem. R. Accad. Sc. Torino*, 2e sér., t. VI, p. 341-411, 2 pl.).

20. — 1846. — **Pareto.** — Carta geologica della Liguria marittima, une feuille, Gênes, 1846.

21. — 1846. — **A. Sismonda.** — Lettre sur le terrain nummulitique et néocomien du Comté de Nice (*B. S. G. F.*, 2e sér., t. III, p. 240).

22. — 1846. — **Perez.** — Sui limiti geognostici del terreno cretaceo delle Alpi marittime (*Alti della ottava riunione degli Scienziati italiani* in Genova, p. 651), avec des notes du Major **Chartes**.

23. — 1848. — **A. Sismonda.** — Notizie e schiarimenti sulla costituzione delle Alpi piemontesi (*Mem. R. Accad. Sc. Torino*, 2e sér., t. IX, p. 1-123, 3 pl.).

24. — 1849. — **Murchison.** — On the structure of the Alps, etc. (*Quart. Journ. Geol. Soc. London*, t. V, p. 273).

25. — 1847-60. — **D'Archiac.** — Histoire des progrès de la géologie : t. III, p. 56-64 ; t. V, p. 65-70 ; t. VII, p. 209-218 ; t. VIII, p. 267-268.

26. — 1851. — **Studer.** — Geologie der Schweiz (1er vol., p. 42-48). 2 vol. in 8°, Berne-Zürich, 1851.

27. — 1852. — **L. Bellardi.** — Catalogue raisonné des fossiles nummulitiques du Comté de Nice, avec la collaboration de **E. Sismonda** pour les Echinodermes, de **d'Archiac** pour les Foraminifères, et de **Haime** pour les Polypiers (*Mém. S. G. F.*, 2e série, t. IV, p. 205-300, pl. XII-XXII).

28. — 1855. — **Rozet.** — Mémoire géologique sur les Alpes françaises (*B. S. G. F.*, 2e sér., t. XII, p. 204-254, pl. VII).

29. — 1855. — **A. Sismonda.** — Observations sur la constitution géologique des Alpes Maritimes et de quelques montagnes de la Tos-

cane. — Lettre à M. Elie de Beaumont (*B. S. G. F.*, 2e sér., t. XII, p. 329).

30. — 1860-61. — **Perazzi**. — Lettere sulla esistenza nella provincia di Nizza di una formazione cuprifera contemporanea del terreno inferiore al calcare liassico (une br. in-8°, 7 p., Gênes, 1860- et *Mem. R. Accad. Sc. Torino*, 2e sér , t. XIX, p. LXII-LXIX).

31. — 1861. — **Pareto**. — Coupes à travers l'Apennin, des bords de la Méditerranée à la vallée du Pô, depuis Livourne jusqu'à Nice (*B. S. G. F.*, 2e sér., t. XIX, p. 239-320, pl. V-VII).

32. — 1862. — **G. de Mortillet**. — Terrains du versant italien des Alpes comparés à ceux du versant français (*B. S. G. F.*, 2e sér., t. XIX, p. 849).

33. — 1862. — **A. Sismonda**. — Carta geologica di Savoja, Piemonte e Liguria, pubblicata per cura del governo di S. M. Vittorio Emanuele II, re d'Italia.

34. — 1865. — **Desor**. — Der Gebirgsbau der Alpen, un vol. in-8°, avec une carte coloriée, Wiesbaden, 1865.

35. — 1865. — **Id**. — Sur la disposition des massifs cristallins des Alpes ou zones d'affleurement (*B. S. G. F.*, 2e sér., t. XXII, p. 354-360, pl. III).

36. — 1867. — **Gény**. — Note sur les ammonites du département des Alpes-Maritimes (*Congrès scientifiques de France*, 33e session, Nice, 1867, p. 97).

37. — 1869. — **Davidson**. — Note on the geology and paleontology of the Neighbourhood of Nice (*Geol. Magazine*, t. VI, p. 308).
Gény. — General Summary of a geological section of the department of the Maritime Alps (*id.*, p. 309).

38. — 1870. — **Dieulafait**. — Etude sur la zone à Avicula contorta et l'Infralias dans le Sud et le Sud-Est de la France (*Ann. Sc. géol.*, t. I, p. 337-496, pl. V-VII).

39. — 1872. — **A. Garnier**. — Terrains tertiaires de l'Asse, du Verdon et du Var (*B. S. G. F.*, 2e sér., t. XXIX, p. 692).

40. — 1872. — **Tournouër**. — Sur le terrain nummulitique des environs de Castellane (*id.*, p. 707).

41. — 1874. — **Niepce**. — Terrains tertiaires du département des Alpes-Maritimes (*Revue de Nice*, 1874).

1877. — Réunion extraordinaire de la Société géologique à Fréjus et à Nice :

42. — **Caméré**. — Carte géologique d'une portion du département des Alpes-Maritimes (*B. S. G. F.*, 3e série, t. V, p. 803, p. XV).

43. — **Potier**. — Compte-rendu de la course de l'Escarène et du col de Braus (*id.*, p. 808).

44. — **Hébert.** — Coupe de la Palarea (Font de Jarrier) (*id.*, p. 809, en note).

45. — **Id.** — Coupe du terrain crétacé de Saint-Laurent (*id.*, p. 810, en note).

46. — **De la Harpe.** — Note sur les Nummulites des environs de Nice et de Menton (*id.*, p. 817-835, pl. XVII).

47. — **Tournouër.** — Notes paléontologiques sur quelques-uns des terrains tertiaires observés dans la réunion extraordinaire de la Société géologique à Fréjus et à Nice (*id.*, p. 841-857).

48. — 1879. — **Potier.** — Note sur les gypses de l'ancien Comté de Nice (*B. S. G. F.*, 3e sér., t. VII, p. 603-606).

49. — 1881. — **Ufficio geologico d'Italia.** — Carta geologica d'Italia (1 : 1 111 111), une feuille, Rome, 1881.

50. — 1881. — **Potier.** — Feuilles nos 213 bis et 225 bis (Saorge et Pont Saint-Louis) de la Carte géologique détaillée de la France.

51. — 1881. — **Portis.** — Sui terreni stratificati di Argentera (valle della Stura di Cuneo (*Mem. R. Accad. Sc. Torino*, 2e sér., t. XXXIV, p. 25-99, 1 Pl.).

52. — 1884. — **Zaccagna.** — Sulla costituzione geologica delle Alpi marittime (*Boll. R. Comit. geol. Ital.*, t. XV, p. 167).

53. — 1885. — **Fallot.** — Etude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le S.E. de la France (Thèse in-8°, Paris, 1885. — *Ann. Sc. géol.*, t. XVIII.)

54. — 1886. — **Vasseur** et **Carez.** — Carte géologique de la France dressée sur la carte du dépôt des fortifications. 1 : 500.000e (Feuilles XII, N.E. et XII, S.E.). Paris, Comptoir géologique, 1885-86.

55. — 1886. — **F. Sacco.** — Studio geo-paleontologico sul Lias dell' alta valle della Stura di Cuneo (*Boll. R. Comit. geol. Ital.*, t. XVII, p. 6-27).

56. — 1887. — **Goret.** — Géologie du bassin de l'Ubaye (*B. S. G. F.*, 3e sér., t. XV, p. 539-555, pl. X).

57. — 1887. — **Issel, Mazzuoli** et **Zaccagna.** — Carta geologica delle Riviere liguri e delle Alpi marittime, pubblicata per cura della sezione ligura del Club alpino italiano ; une feuille, Gênes, 1887.

58. — 1887. — **Zaccagna.** — Sulla geologia delle Alpi occidentali (*Boll. R. Comit. geol. Ital.*, t. XVIII, p. 346-417, pl. IX-XI).

59. — 1888. — **Issel.** — Il terremoto del 1887 in Liguria (Supplemento al *Boll. R. Comit. geol. Ital.*, anno 1887, avec 4 pl. et une carte).

60. — 1888. — **Portis.** — Sui terreni attraversati dal confine franco-italiano, nelle Alpi marittime (*Boll. R. Comit. geol. Ital.*, t. XIX, p. 42).

61. — 1888. — **Suess.** — Das Antlitz der Erde. 2 vol. in-4°. Vienne et Prague.

62. — 1888. — **Kilian.** — Description géologique de la Montagne de Lure

(Basses-Alpes). Thèse in-8°, 458 p., 3 cartes, 3 vues, 4 pl. de fossiles. (*Ann. Sc. géol.*, t. XIX et XX).

63. — 1888. — **Service de la carte géologique de la France.** — Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, 4 feuilles, Paris.

64. — 1889. — **Id.** — Ministère des travaux publics. — Exposition universelle de 1889. Carte géologique de la France et topographies souterraines. VIII. Panneau de la Provence et des Alpes-Maritimes (Notice rédigée par M. **Marcel Bertrand**), p. 92-134. Un vol. in-8°. Paris, Imprimerie nationale, 1889.

65. — 1889. — **Ufficio geologico d'Italia.** Carta geologica d'Italia, nella scala di 1 : 1.000.000. Une feuille, Rome, 1889.

66. — 1890. — **Fr. Noë.** — Geologische Ubersichtskarte der Alpen, une feuille, Vienne, 1890.

Id. — Erläuterung zu der geologischen Ubersichtskarte der Alpen, une br. in-8°, 27 p., renfermant une note de **E. Suess.** — Einige Worte zu F. Noë's geologischer Ubersichtskarte der Alpen.

67. — 1891. — **Diener.** — Der Gebirgsbau der Westalpen. un vol. in-8 Vienne, 1891.

68. — 1891. — **E. Haug.** — Les chaînes subalpines entre Gap et Digne (Thèse de doctorat, Paris, un vol. in-8°, et *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, t. III, n° 21).

69. — 1891. — **S. Franchi.** — Il Giuraliasico ed il Cretaceo nei dintorni di Tenda, Briga marittima e Triora, nelle Alpi marittime (*Boll. R. Comit. geol. Ital.*, 1891, n° 4).

70. — 1892. — **Ambayrac.** — Ligne de Nice à Grasse et à Puget-Théniers. Etude géologique et pittoresque — une br. in-8° avec une carte et 8 pl. de coupes autographiées. Nice, 1892.

71. — 1893. — **Léon Bertrand.** — Sur la constitution géologique de la partie septentrionale des Alpes-Maritimes (*B. S. G. F.*, 3e sér., t. XXI, C.-R. des séances, p. XV-XVIII).

72. — 1894. — **E. Haug.** — Les régions naturelles de la chaîne des Alpes (*Ann. de Géogr.*, 3e année, n° 10, p. 150-172, 1 pl.).

73. — 1894. — **Marcel Bertrand.** — Sur la structure des Alpes françaises (*C.-R. Ac. Sc.*, séance du 22 janvier 1894).

74. — 1894. — **Id.** — Lignes directrices de la géologie de la France (*id.*, séance du 29 janvier 1894).

75. — 1894. — **S. Franchi.** — Contribuzione allo studio del Titonico e del Cretaceo nelle Alpi marittime italiane (*Boll. R. Comit. geol. Ital.*, 1894, n° 1).

76. — 1894. — **Léon Bertrand.** — Nord du département des Alpes-Maritimes (*Bull. Serv. carte géol. Fr.*, t. VI, n° 38. Comptes-rendus des collaborateurs pour la campagne de 1893, p. 103-105).

77. — 1894. — **Marcel Bertrand**. — Etudes dans les Alpes françaises (structure en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphiques (*B. S. G. F*, 3e sér., t. XXII, p. 69-118, pl. IV-VI).

78. — 1894. — **Id.** — Les lignes directrices de la géologie de la France (*Revue générale des sciences* du 30 septembre 1894).

79. — 1894. — **S. Franchi**. — Relazione sui principali risultati del rilevamento geologico nelle campagne 1891-92-93. (*Boll. R. Comit. geol. Ital.*, 1894, n. 3).

80. — 1895. — **Léon Bertrand**. — Nord des Alpes-Maritimes (*Bull. Serv. carte géol. Fr.*, t. VII, n° 44. Comptes-rendus des collaborateurs pour la campagne de 1894, p. 107-113).

81. — 1895. — **E. Haug**. — De la coexistence, dans le bassin de la Durance, de deux systèmes de plis conjugués, d'âge différent (*C.-R. Ac. Sc.*, séance du 17 juin 1895).

82. — 1895. — **W. Kilian** et **E. Haug**. — Esquisse de la structure géologique des environs de Barcelonnette (Basses-Alpes). (*Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. III, p. 1-8).

83. — 1895. — **Léon Bertrand**. — Sur la tectonique de la partie nord-ouest du département des Alpes-Maritimes (*C.-R. Ac. Sc.*, séance du 8 juillet 1895).

84. — 1895. — **Id.** — Note sur la tectonique des Alpes-Maritimes et observations sur celle des environs de Castellane (*B. S. G. F.* 3e sér., t. XXIII, C.-R. des séances, p. CLVIII et CLIX).

85. — 1895. — **Zürcher**. — Note sur la structure de la région de Castellane (*Bull. Serv. carte géol. Fr.*, t. VII, n° 48, 37 p., 6 pl.).

86. — 1895. — **E. Haug**. — Contribution à l'étude des lignes directrices de la chaîne des Alpes (*Ann. de Géogr.*, 5e année, n° 20, p. 167-178, 1 pl.).

87. — 1896. — **Douvillé**. — Sur la présence d'Hippurites au col de l'Argentière (*B. S. G. F.*, 3e sér., t. XXIV, p. 44).

III. STRATIGRAPHIE

La région que j'ai étudiée présente une série assez complète de terrains ; elle comprend une faible partie du massif cristallin du Mercantour, dans laquelle se rencontrent des gneiss et des micaschistes, mais non le granite qui existe seulement au centre du massif, sur le territoire italien. La série sédimentaire y est la même que dans les chaînes alpines proprement dites et comprend les divers terrains depuis des dépôts inférieurs peut-être stéphaniens, mais en tous cas ne remontant pas à une époque plus récente que le début du Permien, jusqu'à la fin de la période éogène, après laquelle s'est produite l'émersion définitive de la région, où ne se rencontre aucun sédiment marin néogène. La seule interruption qui existe dans cette longue série est générale dans toute la chaîne alpine ; elle correspond à une émersion postérieure à la fin du Sénonien et qui a duré jusqu'au mouvement général de transgression des couches à *Nummulites perforata*, qui paraissent avoir occupé la presque totalité de la région étudiée ici.

Mais, s'il est facile de se convaincre que la série des dépôts secondaires y est complète, du moins dans une grande partie de la région, la rareté des fossiles et même leur absence dans un certain nombre de niveaux et d'autre part le mauvais état de leur conservation, les rendant souvent indéterminables, ne m'ont pas permis d'y distinguer les nombreux niveaux qui ont été établis dans les régions riches en fossiles. J'ai dû, dans la majorité des cas, me contenter d'établir les grandes subdivisions, car la similitude des faciès des divers niveaux superposés ne permet pas de les suivre en général, avec certitude, à quelque distance des points fossilifères.

A. TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS.

Sur le sol français ne se trouve comprise qu'une faible partie du massif cristallin du Mercantour, divisée en deux affleurements distincts, car les terrains sédimentaires de la bordure méridionale du massif pénètrent localement sur le territoire italien aux environs de Valdeblore. Les deux affleurements de schistes cristallins situés sur le territoire français se rencontrent, l'un dans la haute vallée de la Tinée, au-dessus de Saint-Sauveur et surtout cantonné sur sa rive gauche, l'autre dans la vallée supérieure de la Vésubie, sur sa rive gauche, dans l'angle formé par cette vallée et par la Gordolasque.

Je passerai très brièvement sur ces terrains, car il me reste à faire un assez grand nombre d'explorations de détail pour leur relevé au 1:80.000 et je pense en donner une description assez détaillée après ces nouvelles recherches ; d'autre part, les travaux de M. Franchi [79] nous ont fait connaître déjà la composition de la série cristallophyllienne dans la partie du massif cristallin située sur le territoire italien, c'est-à-dire en réalité pour les 9/10 environ de ce massif, et les mêmes types de roches se retrouvent des deux côtés de la frontière.

Je rappellerai le caractère général de ce massif cristallin, constitué par des gneiss et des micaschistes, avec un noyau central granitique situé entièrement en Italie et qui a été décrit par M. Franchi ; je n'ai rencontré nulle part de pointements de granite dans la région que j'ai parcourue, et ce n'est que dans les galets de la Vésubie que j'ai pu en observer des blocs, provenant du massif central. D'autre part, ainsi que l'a indiqué aussi M. Franchi, s'il n'est pas rare de rencontrer des bandes d'amphibolites interstratifiées au milieu des schistes cristallins, il n'existe nulle part, dans ce massif, rien de comparable à la série si puissante des *pietre verde* qu'on rencontre dans les massifs cristallins ligure et du Mont Rose.

Je n'ai observé non plus aucun passage entre les schistes cristallins et les roches sédimentaires de leur couverture. Celles-ci reposent presque toujours en discordance angulaire, souvent même presque à angle droit, sur les schistes cristallins ; si l'on rencontre quelquefois à leur base, ainsi que je l'indiquerai plus loin, des roches assez analogues aux gneiss au premier abord, un examen un peu attentif sur le terrain, confirmé d'ailleurs par les caractères microscopiques, montre nettement que l'on a affaire à des arkoses résultant du remaniement des gneiss et présentant un caractère détritique très marqué. Par suite, il ne me paraît pas qu'on puisse penser que certaines des roches cristallines du massif du Mercantour résultent du métamorphisme de sédiments datant de la fin de l'époque primaire, comme cela a lieu dans d'autres parties des Alpes. Bien que je n'aie aucune donnée certaine sur leur âge réel, puisque je n'ai observé nulle

part de passage à des sédiments restés inaltérés, le fait que partout les couches les plus inférieures, que je rapporterai plus loin au Permien et quelques-unes même peut-être au Carbonifère, sont discordantes sur les schistes cristallins, me paraît bien démontrer que ceux-ci sont tous d'âge relativement ancien.

Je ferai remarquer toutefois que, d'une façon générale, les roches métamorphiques de la haute vallée de la Tinée sont plus cristallines que celles de la vallée de la Vésubie et ont, pour ainsi dire, un faciès plus archaïque, sans que je veuille d'ailleurs attacher plus d'importance qu'il ne convient à cette simple remarque.

Enfin, pour terminer cette rapide description, il me faut insister sur le grand développement de *la granulite* dans la partie de ce massif que j'ai étudiée ; on constate en effet que les gneiss et les micaschistes y ont été très souvent injectés lit par lit par la granulite et que le mica blanc devient fréquemment un élément important des schistes cristallins. Mais si la granulite se rencontre en beaucoup de points à cet état, il n'en existe, à ma connaissance, aucun massif ni même aucun filon de quelque importance ; d'ordinaire, les minces filons individualisés que l'on peut observer sont constitués par de la *pegmatite*, quelquefois à très grands éléments. C'est ainsi qu'au Pra, hameau de Saint-Dalmas situé au confluent de la Tinée et du torrent qui descend de Salzo Moreno, on rencontre, dans les arènes qui couvrent le flanc sud de la Montagne des Fourches, des tables de mica blanc atteignant assez souvent jusqu'à 15 centimètres [1] ; un peu au-dessous de ce point, avant d'arriver au hameau de Vens, j'ai pu observer aussi un petit filon de pegmatite renfermant de très beaux cristaux de disthène. D'autres filons peuvent s'observer nettement sur le chemin muletier qui monte du Bourghé à Auron, et dans le voisinage de Saint-Martin-Vésubie, mais aucun d'eux n'est assez puissant pour pouvoir être figuré sur une carte.

Parmi les roches éruptives qui traversent les schistes cristallins dans la région étudiée par M. Franchi, je n'ai rencontré que des *porphyrites*, sur la frontière italienne, au voisinage de la cime de la Palu, qui domine Saint-Martin-Vésubie. L'un de ces échantillons, étudié au microscope, est extrêmement net et en bon état de conservation ; c'est une porphyrite très riche en amphibole brune, fortement polychroïque et présentant souvent une mâcle polysynthétique; les deux éléments essentiels (felsdpath, plagioclase et amphibole) s'y présentent en microlites allongés de grande taille, souvent arborisés, et constituent la presque totalité des éléments cristallisés. La préparation que j'ai examinée ne renferme aucun élément paraissant se rapporter au premier temps de consolidation.

Ces porphyrites sont très abondantes sur le territoire italien où M. Franchi a pu démontrer qu'elles sont antétriasiques, car il en a rencontré des galets à la partie supérieure du Permien.

[1] Ce mica blanc, du type muscovite, a été décrit par M. Lacroix, à qui j'en ai communiqué des échantillons, dans sa *Minéralogie de la France et de ses Colonies*. T. I. p. 348 et p. 335, fig. 1.

Distribution et rôle orographique.

Les terrains cristallins occupent presque tout le versant gauche de la Tinée, jusqu'à une très faible distance de Saint-Sauveur ; leur limite septentrionale sur la frontière franco-italienne se trouve au voisinage du Col de Pourriac, entre ce col et le Mont Pebrun, et les sépare des terrains triasiques qui constituent tout le fond du cirque de Salzo-Moreno. Ce cirque est drainé par un ravin qui se dirige vers le sud pour se réunir à la Tinée, au Pra ; à la sortie du cirque, auprès de la Croix-Blanche, ce ravin pénètre dans les schistes cristallins dans lesquels il est profondément entaillé. A partir de ce point, la Tinée coule toujours dans les terrains cristallins jusqu'à un kilomètre 1/2 en amont de Saint-Sauveur et, sauf quelques petits lambeaux triasiques que je décrirai plus loin, tout son versant gauche jusqu'à la chaîne principale des Alpes Maritimes est constitué par ce terrain.

Sur la rive droite de la Tinée, au contraire, leur limite est assez irrégulière ; ils forment le soubassement de la Montagne des Fourches, Las Planas, la Cime Frandiera, la Cime d'Anelle et la Roche Iglière, qui domine Saint-Etienne au N.O. et où ils commencent à se déverser sur leur bordure sédimentaire. A Saint-Etienne, la limite des terrains cristallins se trouve à peu de distance du fond de la vallée, ainsi qu'on peut l'observer sur le chemin du vallon d'Ardon, et toute la montagne de la Pinatelle, qui domine Saint-Etienne vers le S.O., est constituée jusqu'à sa base par les terrains sédimentaires. Jusqu'au voisinage du Pont-Rouge, d'où se détache le chemin muletier de Roja et du Col de Crous, les schistes cristallins sont très uniformément cantonnés dans le fond de la vallée, sur sa rive droite, sauf dans le soubassement de la Cime d'Auron et à l'entrée du vallon du même nom, où ils remontent assez haut. Dans le vallon de Roja, ils pénètrent assez loin, jusqu'au voisinage du hameau de Roja, et leur couverture sédimentaire est affectée de nombreux plis que je décrirai plus loin.

A partir de ce point, ils remontent très haut sur le versant droit de la vallée de la Tinée et constituent celui-ci presque jusqu'à son sommet, ainsi que le versant gauche du vallon de Longon en aval du Mont Gravières et de l'escarpement de grès situé un peu au-dessous de la Vacherie de Roure ; sur le versant droit de ce ravin, ils remontent très peu, au contraire, et on les voit traverser la Tinée, après avoir participé à de nombreux plis, pour former les Rochers de Marval sur sa rive gauche, et être ensuite complètement cantonnés sur le territoire italien.

Les schistes cristallins ne se retrouvent, plus loin, que dans la haute vallée de la Vésubie, limités vers le sud par une ligne qui descend, d'un point situé sur la frontière un peu au nord de la Balme de la Frema, jusqu'au fond du vallon du Boréon à Saint-Nicolas. L'éperon triangulaire compris entre ce vallon et celui de la Madone des Fenêtres, avant leur réunion à Saint-Martin pour former la Vésubie,

est constitué entièrement par ces terrains, sauf un affleurement des roches sédimentaires les plus anciennes de la région, que je décrirai un peu plus loin.

En aval de Saint-Martin, les schistes cristallins sont entièrement cantonnés sur la rive gauche de la Vésubie, formant la partie supérieure du chaînon qui va de la Cime de la Palu à la Cime de la Vallette et qui sert de frontière, et descendant plus ou moins bas sur le versant gauche de la Vésubie, et même jusqu'au fond de la vallée en un point situé à mi-chemin de Saint-Martin à Roquebillère ; ils constituent toute la vallée supérieure du Spaillard et en particulier le grand cirque de Férisson, et sont limités au sud par une ligne qui passe un peu au sud de la Cime de Montjoya et vient traverser la frontière entre la Cime de la Vallette et le fond de la vallée de la Gordolasque. On voit sur la carte que l'affleurement cristallin de la vallée de la Vésubie est limité vers le sud par deux lignes sensiblement rectilignes, et dirigées l'une N.O.-S.E., l'autre O.S.O.-E.N.E., venant se réunir au point où les schistes cristallins descendent le plus bas dans le fond de la vallée de la Vésubie.

Le rôle orographique des terrains précédents est assez uniforme ; ils forment le grand massif central des Alpes Maritimes, dont il n'existe qu'une faible partie sur le territoire français ; comme cela a lieu d'ordinaire dans toutes les régions de schistes cristallins où ceux-ci se présentent souvent redressés verticalement et où l'érosion est encore en pleine activité, ils donnent naissance d'ordinaire à des crêtes très déchiquetées et sont entamés par des ravins très profonds. D'autre part, l'arénisation y est d'ordinaire très avancée et profonde, et les pentes sont souvent recouvertes d'un épais manteau d'éboulis en voie de décomposition, qui adoucit les contours et duquel surgit çà et là la roche en place sous forme de crêtes abruptes. Cette circonstance, qui empêche de suivre les bandes des diverses roches (gneiss, micaschistes, amphibolites), en dehors du fond des vallées, où elles sont plus ou moins décapées, et de ces petits arêtes qui surgissent çà et là, complique beaucoup l'étude de ces roches, déjà si difficile par la nature même du sujet.

B. DÉPOTS INFÉRIEURS, A FACIÈS HOUILLER.

Les premiers terrains nettement sédimentaires que j'ai pu observer dans la région sont inférieurs au Permien franc que je décrirai plus loin ; leur faciès rappelle celui du Houiller des autres régions alpines, car ils sont constitués par des brèches ou des conglomérats formés de fragments des schistes cristallins sur lesquels ils reposent en discordance, associés à des arkoses et des grès micacés très fins et à des schistes noirs très semblables aux schistes houillers des régions classiques.

Les affleurements de ces dépôts sont d'ailleurs extrêmement réduits, et je ne les ai rencontrés qu'en de rares points, tous situés dans la haute vallée de la Vésubie ; partout ailleurs, ce sont les terrains permiens ou triasiques qui reposent directement sur les schistes cristallins. Par suite, cette première incursion de la mer où se sont déposés ces sédiments a été le prélude d'une transgression permienne beaucoup plus étendue, elle-même suivie d'une nouvelle transgression triasique. C'est surtout cette raison, d'ordre stratigraphique, qui m'a décidé à rapporter, d'ailleurs avec doute, ces couches au Stéphanien, plutôt que leur faciès ; en effet, dans nombre de régions et en particulier dans l'Estérel, le Permien inférieur présente un faciès analogue. Je ne considère d'ailleurs cette assimilation que comme probable, et le seul fait absolument démontré est que ces couches sont nettement antérieures à la grande masse des grès permiens et séparées de ceux-ci par une importante transgression, bien que, dans les points où elles existent, elles soient concordantes avec eux.

Le point où l'on peut observer le plus nettement la succession de ces dépôts et leurs relations stratigraphiques est situé sur le chemin muletier de Belvédère au cirque de Férisson, un peu après avoir dépassé la Cabane de Nautès ; la coupe y varie d'ailleurs d'un point à l'autre, et l'on voit passer latéralement, sur une étendue de quelques mètres à peine, des conglomérats formés d'éléments ayant 5 centimètres et davantage, à des grès fins et même à des schistes noirs. Toutefois on peut d'une façon générale, indiquer la succession suivante (fig. 2) :

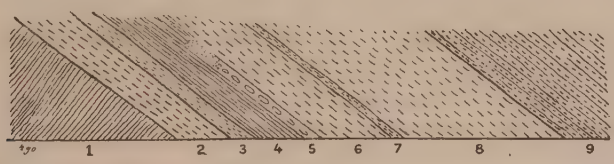


Fig. 2. — Coupe prise sur le chemin muletier de Belvédère au cirque de Férisson, auprès de la cabane de Nautès.

1, Micaschites.
2-8, Dépôts houillers (?) : 2, Arkose (6 m.). — 3, Grès micacé schisteux (3 m.). — 4, Schistes noirs (6 m.). — 5, Conglomérat formé de gros fragments de micaschistes à peine roulés (2m.), passant latéralement à des grès fins et aux schistes noirs. — 6, Arkose (8 à 10 m.). — 7, Grès micacé schisteux (1 m.). — 8, Arkoses et grès blancs et gris (20 à 30 m.).
9, Grès violacés permiens.

Sur le versant opposé du chaînon qui sépare le vallon de Férisson de la vallée de la Gordolasque, on traverse, en suivant le sentier qui descend de la baisse située entre les Cimes de la Vallette et de Montjoye jusqu'à la Gordolasque, par les Granges Buisson, une série de roches intercalées entre les gneiss qui forment la crête et les grès permiens qui se montrent au bas du versant. Ces roches ont, au premier abord, l'aspect des gneiss, mais on peut facilement constater, aussi bien sur le terrain que par l'examen au microscope, que ce sont des roches clastiques résultant du remaniement de ces derniers. On peut les paralléliser avec les dépôts décrits précédemment sur l'autre versant, à cause de leur situation stratigraphique identique et malgré la différence des faciès ; nous avons vu d'ailleurs que, dans la première coupe, il existe des variations latérales considérables dans un même banc sur une distance de quelques mètres à peine.

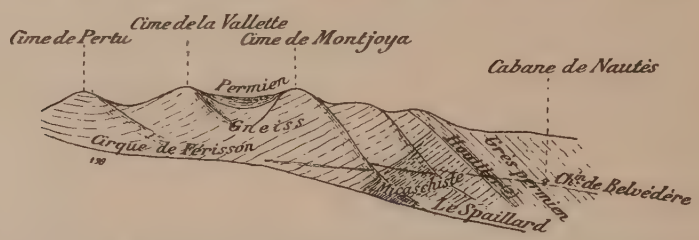


Fig. 3. — Croquis de la rive gauche du bassin supérieur du Spaillard, montrant la discordance des sédiments inférieurs sur les schistes cristallins et la transgression du Permien par rapport aux sédiments inférieurs à faciès houiller.

L'ablation de la couverture sédimentaire des terrains cristallins au nord de cet affleurement ne permet pas de délimiter l'extension originelle de ces dépôts ; il est facile toutefois de constater qu'elle devait être faible, car il existe, entre la Cime de la Vallette et celle de Montjoye, c'est-à-dire à moins d'un kilomètre de la bande précédente, un lambeau de Permien reposant directement sur les gneiss, sans trace de ces dépôts inférieurs (fig. 3).

Les autres points où j'ai rencontré ces couches sont situés au voisinage de Saint-Martin-Vésubie ; on y trouve les mêmes schistes noirs accompagnés de roches résultant du remaniement des terrains cristallins, sur la crête qui sépare le vallon de la Madone des Fenêtres de celui du Boréon, à 1 kilomètre au N. de Saint-Martin, ainsi que sur le versant occidental de ce chaînon. On peut assez facilement les y observer au-dessus des granges de Cloterna, le long d'un canal qui se détache du Boréon, sur sa rive gauche. On y rencontre en divers points les schistes noirs et les roches clastiques associées, formant probablement un ou plusieurs synclinaux parallèles pincés au milieu des schistes cristallins ; mais les relations stratigraphiques n'y sont pas nettes, et d'autre part il paraît y avoir là passage entre les roches clastiques et les roches métamorphiques. J'ai d'ailleurs indiqué déjà le fait que, sur le versant gauche de la Vésubie, les schistes cristallins ont souvent un aspect moins archaïque que les gneiss et les micaschistes très francs que l'on rencontre dans la vallée de la Tinée ; peut-être

cet aspect tient-il à ce qu'une partie de ces schistes cristallins résultent de dépôts analogues recristallisés.

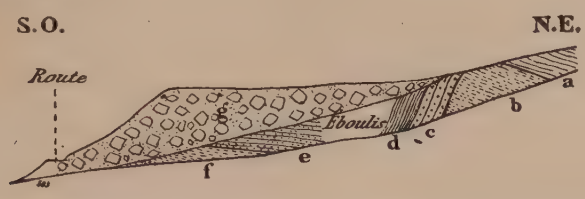


Fig. 4. — Coupe du premier ravin descendant à la Vésubie sur la rive gauche, en aval du confluent des vallons du Boréon et de la Madone.

a. Gneiss. — *b*. Micaschistes. — *c*. Roche clastique rubanée formée de fragments de schistes cristallins dans une pâte phylliteuse. — *d*. Schistes noirs à noyaux quartzeux. — *e*. Grès violacés permiens. — *f*. Grès micacés très fins. — *g*. Glaciaire.

Quand on remonte le lit du premier ravin traversé par la route de St-Martin à Nice en aval du vallon de la Madone, depuis la route jusqu'au premier sentier que coupe le ravin [1], on rencontre (fig. 4) la succession suivante. Sous un épais manteau de glaciaire, on observe d'abord des grès micacés, jaunes à la surface et le long des diaclases qui les divisent en blocs parallélipipédiques, mais d'un gris bleu à l'intérieur, ressemblant à des micaschistes à grain très fin, quoique encore assez nettement clastiques ; ces grès, probablement houillers, sont surmontés en concordance par les grès violacés permiens plongeant comme eux vers le nord. Puis, après avoir traversé une partie où il est impossible de rien voir à cause des éboulis, on se trouve au milieu de schistes noirs, tout à fait analogues à ceux des autres gisements, avec des nodules quartzeux formés de fragments arrondis de granulite ou de gneiss ; ces schistes noirs sont concordants avec des roches rubanées très quartzeuses, ressemblant beaucoup à des gneiss, mais encore détritiques, qui forment la base du Houiller et reposent *en discordance* sur les micaschistes, qui plongent vers le nord.

Si l'on ne voyait nettement les relations stratigraphiques des diverses couches en question, on serait tenté, au premier abord, de considérer les roches des niveaux *c* et *f* comme cristallophylliennes et ce n'est qu'un examen attentif qui montre que l'on a affaire à des roches détritiques, mais formées par des débris de schistes cristallins à peine altérés et qu'une action métamorphique très faible retransformerait facilement en roches analogues à celles dont elles dérivent.

[1] Bien que très courte, puisqu'on ne s'élève guère que d'une centaine de mètres, cette montée est rendue assez difficile par les cascades du ravin, extrêmement encaissé.

C. PERMIEN

Tandis que les assises précédentes sont très réduites et ne se rencontrent qu'étroitement localisées, les dépôts nettement permiens sont bien développés et forment en beaucoup de points la base de la série sédimentaire ; il s'est donc produit une transgression très marquée au début de la période permienne.

Les assises que je rapporte à cette série sont constituées par une puissante formation de grès rouges et violacés, surmontés de schistes rouges aussi très épais. Les grès ou plutôt les arkoses de la base renferment de nombreux grains détritiques de quartz et de feldspath et souvent des fragments arrondis de gneiss et de granulite, réunis par un ciment argileux et souvent très micacé ; ils présentent en certains points. comme au tunnel de Laghé, près de Saint-Sauveur, des intercalations de roches ressemblant à des quartzites, mais d'aspect assez différent de ceux qui se rencontrent à la base du Trias. Ces grès passent souvent d'une façon presque insensible aux dépôts argileux qui les surmontent, par diminution graduelle de la grosseur et de la quantité des éléments arénacés, et par une augmentation corrélative du ciment argileux et micacé. Les couches argileuses, tantôt très compactes, tantôt très schisteuses, sont en général d'un rouge amarante foncé, avec des parties vertes très irrégulières et sporadiques ; ces accidents verts, très abondants ou rares suivant les points étudiés, sont quelquefois disposés parallèlement à la stratification, formant alors des sortes de lentilles très allongées par rapport à leur épaisseur ; mais, le plus souvent, ils forment des taches irrégulières et de dimensions extrêmement variables. A la base de cette formation argileuse, s'intercalent fréquemment des bancs plus compacts et plus arénacés, parfois presque gréseux. On constate de plus, dans les coupes fournies par les gorges du Cians et du Var, où les plissements ont été très faibles, que la partie supérieure de cette puissante formation est plus schisteuse et beaucoup mieux litée que la partie inférieure, très compacte et où la stratification est à peine marquée.

On peut observer une assez bonne coupe d'ensemble du Permien au voisinage immédiat de Saint-Sauveur, sur la route qui va à Isola. Les grès inférieurs, en contact direct avec les micaschistes, se rencontrent au tunnel de Laghé, percé dans un banc puissant d'arkose compacte ; ces grès sont fortement redressés et même renversés vers le sud, recouverts par les schistes cristallins. En approchant de Saint-Sauveur, on voit alterner des bancs argileux rouges avec les lits gréseux, dont le grain devient de plus en plus fin, et l'on passe ainsi, à l'entrée du village, à l'épaisse formation de schistes rouges que traverse la Tinée depuis

ce point jusqu'au voisinage du confluent du ravin de Bramafame, qui descend de Valdeblore ; la puissance de ces schistes y est d'ailleurs beaucoup exagérée par suite de la présence de plis couchés superposés dont je parlerai plus loin.

La vallée de la Gordolasque, ainsi que la crête qui descend de la Cime du Diable au Col de Raus (Pl. V, fig. 8), et le versant gauche du vallon de Cairos, affluent de la Roya (Pl. V, fig. 6 et 7), fournissent des coupes analogues. Mais, dans toute cette région, les grès inférieurs diffèrent un peu par leur aspect de ceux que l'on rencontre dans la vallée de la Tinée ; leurs éléments y sont généralement plus gros et, bien que la teinte rouge violacé y prédomine encore, il n'est pas rare de les rencontrer, surtout vers leur base, formés d'éléments très grossiers empruntés au massif cristallin (gneiss, micaschistes, granulites), et ayant une teinte grisâtre assez semblable à distance à celle des terrains cristallins eux-mêmes.

L'examen microscopique de toutes ces roches montre, à côté de variations de détails assez importantes, une très grande unité de composition et d'origine. Les *arkoses* ou *grès feldspathiques* de la base sont formées par des fragments arrondis de granulite ou des lits quartzofeldspathiques des schistes cristallins, au milieu d'un ciment argileux ou phylliteux, résultant manifestement de la trituration des micas et d'une partie des feldspaths de ces schistes cristallins ; au milieu du ciment se trouvent aussi disséminés de nombreux petits grains de quartz et de feldspath incomplètement altéré. Les variations de ces roches, dont j'ai examiné un assez grand nombre de préparations, consistent surtout dans la proportion du ciment et dans le plus ou moins grand développement des phyllites ; dans l'une des préparations, le ciment renferme même des lamelles extrêmement froissées de mica noir de teinte très foncée. Dans les *schistes rouges* supérieurs, la trituration et l'altération des éléments des schistes cristallins sont encore plus prononcées ; on n'y rencontre d'ordinaire que de petits grains de quartz roulés, disséminés au milieu d'un abondant ciment argileux, souvent très riche en phyllites. Quant aux *accidents verts* intercalés dans ces schistes, ils sont généralement plus durs, et l'examen microscopique d'une préparation la montre absolument parsemée de taches arrondies de calcite, sans contour net.

Dans la série des grès permiens qui se rencontrent sur la rive droite de la Gordolasque et au voisinage immédiat de la Cabane de Nautès (citée plus haut à propos du Houiller), j'ai rencontré en plusieurs points une roche interstratifiée ayant l'aspect d'un schiste verdâtre; examinée au microscope, cette roche se montre très riche en microlithes feldspathiques indéterminables, et elle paraît résulter du laminage d'une phorphyrite. Ce laminage a été tellement intense que les surfaces correspondant aux plans de division de la roche sont absolument polies.

Enfin, je signalerai en passant la présence de filons cuivreux ayant imprégné ces grès et ces schistes au voisinage de la Cabane de Nautès, où se trouve une ancienne exploitation abandonnée.

Je n'ai jamais rencontré de fossiles dans cette puissante formation ; M. Caméré,

qui avait étudié ces couches dans la haute vallée de la Vésubie, n'y a pas trouvé non plus de restes organiques. M. Potier a observé, aux environs de Saint-Martin-Vésubie, au pied du Mont Lapassé, des traces de végétaux permiens ; je n'ai pu retrouver ce gisement. Toutefois, l'identité de faciès de ces couches et des dépôts permiens fossilifères de l'Estérel est telle qu'on peut les rapporter sans hésitation au Permien. Cette assimilation est aussi confirmée stratigraphiquement par leur transgressivité très marquée sur les terrains antérieurs, générale dans les Alpes françaises, et aussi par la superposition à ces assises de dépôts qui, bien qu'aussi sans fossiles, présentent le faciès bien connu dans les régions avoisinantes et très caractéristique des quartzites, rapportés d'un accord unanime au Trias ; ces quartzites triasiques sont aussi transgressifs par rapport aux couches permiennes, en sorte que *celles-ci sont délimitées, aussi bien à leur base qu'à leur sommet, par une transgression bien nette.*

Ces dépôts se poursuivent d'ailleurs sur le territoire italien, à l'extrémité orientale de la bordure du massif cristallin du Mercantour, et ont été là aussi rapportés sans hésitation au Permien par M. Franchi.

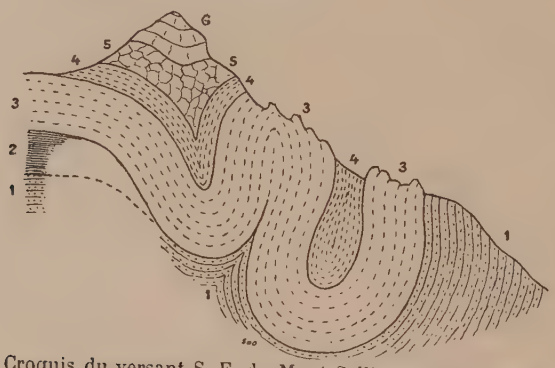


Fig. 5. — Croquis du versant S.-E. du Mont Sellier, au N.-O. de St Sauveur.
1, Grès violacés permiens inférieurs. — 2, Schistes rouges permiens supérieurs. — 3, Quartzites de la base du Trias. — 4, Grès fins schisteux rouge violacé. — 5, Cargneules inférieures. — 6, Calcaires triasiques.

Ainsi que je l'ai indiqué plus haut, ces dépôts sont très franchement détritiques et manifestement formés par le démantèlement des roches cristallines du massif du Mercantour. Une partie de ce massif devait probablement être émergée à l'époque permienne, car les affleurements permiens ne dépassent pas, vers le nord, les environs de Valabres, hameau situé entre St-Sauveur et Isola, et plus loin les schistes cristallins sont toujours immédiatement recouverts par les quartzites triasiques. Il est donc probable que la mer permienne n'a pas dépassé cette limite septentrionale de ses affleurements actuels, ou seulement de très peu, car il semble bien improbable qu'il se soit produit avant le dépôt du Trias une érosion suffisante pour enlever complètement les dépôts permiens dans toute la région située plus au nord, *sans jamais en laisser de traces.* Dans toutes les localités où le Trias repose directement sur le Permien, celui-ci ne paraît pas présenter à sa

partie supérieure de traces appréciables d'érosion, et le Trias semble généralement être simplement transgressif sur le Permien, sans discordance angulaire, sauf peut-être en quelques points immédiatement voisins de la bordure des affleurements permiens. Les deux coupes suivantes (fig. 5 et 6) montrent en effet que les quartzites triasiques, dans la première, et les cargneules et les calcaires supérieurs à ces quartzites, dans la seconde, reposent directement sur les grès permiens inférieurs, sans intercalation des schistes rouges. L'examen de ces localités, où les couches ont subi des plissements intenses (surtout pour la première), ne m'a pas permis de reconnaître d'une façon certaine s'il s'agit d'une discordance angulaire produite par des mouvements orogéniques ayant eu lieu entre le Permien et le Trias, ou simplement d'une régression des schistes rouges permiens par rapport aux grès inférieurs.

Fig. 6. — Coupe de la Vésubie, à 4 kil. en aval de St Martin, montrant la transgression des cargneules et des calcaires triasiques et la régression probable des schistes rouges permiens, sur la bordure du massif cristallin.

Cette seconde hypothèse me semble pourtant la plus probable, surtout pour la seconde localité, où les quartzites triasiques sont nettement régressifs par rapport aux grès permiens et aux couches supérieures du Trias ; cette coupe me parait indiquer *une régression des schistes rouges permiens par rapport aux grès sous-jacents*, régression ayant atteint son maximum à la fin du Permien et suivie d'une transgression graduelle des divers termes du Trias. Dans tous les cas, il me semble impossible d'admettre, d'après la manière dont se comportent les couches aux environs de ces localités, que la superposition du Trias aux grès permiens puisse être le résultat d'actions mécaniques relativement récentes, ni que la partie supérieure des grès en question puisse être considérée comme représentant, dans ces localités, un équivalent latéral des schistes rouges.

D'ailleurs cette particularité ne se rencontre, à ma connaissance, que dans le voisinage des points où je viens de la signaler, et l'on peut dire qu'*en règle générale, le Trias est concordant avec le Permien, bien que transgressif par rapport à lui.*

Quoi qu'il en soit, il me paraît certain qu'à l'époque permienne *une partie du massif cristallin actuel était émergée* et limitait au nord le bassin du Nord des Alpes-Maritimes, qui était probablement en continuité avec celui où se sont déposées les assises permiennes de l'Estérel ; l'identité des faciès dans ces deux régions

justifie cette opinion, déjà admise par M. Potier, [64, p. 118] malgré l'absence d'affleurements intermédiaires. Cette chaîne émergée devait séparer ce bassin de celui où se sont déposés les sédiments contemporains qui se retrouvent dans la vallée de la Stura, au nord du massif du Mercantour. Son existence a d'ailleurs été admise aussi par M. Franchi [75, p. 50], qui a étudié la partie italienne des Alpes-Maritimes. La présence d'un lambeau permien formé de brèches, de poudingues grossiers et de phyllades luisantes, qu'il signale aux environs de Mollières, sur le territoire italien, mais encore sur le versant de la Tinée, me paraît *aussi un argument en faveur de la présence d'un massif émergé dans le voisinage.*

Rôle orographique et distribution du Permien.

Les schistes rouges permiens forment le noyau d'un dôme, dont le centre est situé à peu près à la Cime de Barrot, et qui est traversé par le Var entre Daluis et Guillaumes, et par le Cians entre Beuil et Rigaud ; ces deux torrents le traversent dans des gorges très étroites, à parois parfois presque verticales et de plusieurs centaines de mètres de hauteur. On peut suivre le bord supérieur de ces escarpements, un peu au-dessous du manteau de quartzites triasiques qui surmontent le Permien, sur la route de Daluis à Guillaumes, qui tantôt surplombe presque l'abîme et est soutenue par des murs verticaux très élevés, tantôt traverse en tunnel les promontoires que forment les sinuosités de ces gorges. La nouvelle route du Cians, qui remonte jusqu'à Beuil, suit au contraire le fond de la cluse et traverse ainsi le Permien sur une longueur de 10 kilomètres environ ; elle est souvent entaillée dans la paroi même, à quelques mètres au-dessus du lit du torrent.

Entre ces deux vallées, les schistes rouges forment le bassin supérieur de la Roudoule, dont les eaux prennent une teinte rouge brique à la moindre pluie. Dans toute cette bande permienne, l'érosion, bien que très profonde et atteignant 800 ou 900 mètres dans le Cians, n'entame que la partie supérieure du Permien et ne met nulle part au jour le substratum des schistes rouges [1].

Le Permien cesse d'affleurer peu à l'est du Cians, par suite du plongement périclinal du dôme ; il reparaît ensuite dans la vallée du torrent de Vignone ou de Roubion et dans celle de la Tinée aux environs de Saint-Sauveur, remontant aussi dans le vallon de Longon. Mais là, les couches permiennes, au lieu de former un dôme à faible courbure comme précédemment, sont extrêmement plissées et occupent l'axe d'une série d'anticlinaux parallèles, déversés les uns vers le N.E., les autres vers le S.O. ; ces plis sont très accusés par suite de la présence de bandes blanches de quartzites triasiques s'enfonçant en coins au milieu des schistes permiens, avec lesquels elles sont concordantes. L'étude détaillée de ces plis sera faite dans le chapitre consacré à la tectonique de la région, et il me suffit

[1] Je reviendrai plus loin sur le fait que le Permien présente son maximum de puissance en un point aujourd'hui fortement surélevé.

pour le moment d'indiquer que les uns appartiennent à la bordure du dôme signalé plus haut, les autres à celle du massif cristallin (Pl. VI).

Quand on approche de la limite des schistes cristallins, on voit les grès permiens inférieurs aux schistes rouges apparaître dans l'axe des anticlinaux et former une bande continue entre les schistes rouges et les terrains cristallins, ainsi que le montre la carte qui accompagne ce travail (Pl. VIII); ces grès commencent à se montrer aux environs de la vacherie de Valabres, entre les schistes cristallins et les quartzites triasiques qui les recouvrent directement plus au nord, puis les schistes rouges apparaissent à leur tour, en dessous du Sellier et à Rougios, et atteignent rapidement leur épaisseur habituelle (fig. 5). La route de la Tinée traverse ces dépôts depuis le tunnel de Laghé, situé un peu au nord de Saint-Sauveur, jusqu'au tunnel situé au-dessous de Rimplas. Les schistes rouges permiens, avec les dépôts triasiques intercalés dans leur masse en coins synclinaux, forment toute la montagne de la Rouagne, située à l'est de Saint-Sauveur et au nord de Valdeblore, où ces dépôts atteignent une altitude de près de 2400 m. De là, ils pénètrent sur le territoire italien et on ne les retrouve de nouveau que dans la vallée de la Vésubie.

Sur le versant droit du Boréon, l'un des deux torrents qui par leur réunion constituent la Vésubie, les grès permiens forment une bande continue depuis le pied septentrional de la Balme de la Frema jusqu'à Saint-Martin, recouverts directement par les quartzites triasiques, sans intercalation de schistes rouges. Puis les affleurements permiens, d'ailleurs discontinus et difficiles à observer, passent sur la rive gauche de la Vésubie ; par suite de la régression des schistes rouges et de la transgression triasique que j'ai indiquées plus haut, on y observe, entre le Trias et les terrains cristallins, soit les grès inférieurs surmontés par les schistes rouges très réduits, soit les grès seuls, et même en quelques points les dépôts triasiques viennent directement en contact avec les schistes cristallins. Aux environs de Berthemont, les relations de ces derniers avec leur bordure sédimentaire sont complètement masquées par un épais manteau alluvio-glaciaire que ne parviennent pas à traverser les ravins, pourtant très profonds. Mais, à partir du vallon du Spaillard, les dépôts permiens reparaissent très développés, formant un bombement qui se termine vers le sud par un plongement très brusque de son axe ; le grand axe de ce bombement est à peu près jalonné par le ravin qui descend de la Cime de Tres Crous à la Vésubie, à 1 km. en amont de Roquebillère. Au-dessous des grès, bien développés ainsi que les schistes rouges, se rencontrent les dépôts que j'ai décrits précédemment comme pouvant peut-être se rapporter au Houiller.

A la Cime de la Vallette, se rencontre un lambeau synclinal, que j'ai indiqué plus haut (fig. 3), formé par les grès inférieurs surmontés par les schistes rouges ; ces grès permiens, d'ailleurs très peu épais, y reposent directement sur les gneiss.

La bande permienne se poursuit ensuite vers l'est, traversant la Gordolasque et formant tout le versant nord du vallon des Graus, l'un de ses affluents ; la frontière italienne, formée là par la crête E.-O. qui limite ce versant, coïncide à peu près exactement avec la limite des terrains cristallins, entièrement

situés en Italie. Les dépôts de cette bande, très puissants, sont redressés verticalement et même légèrement renversés vers le sud sur les terrains secondaires qui les bordent. Ils pénètrent ensuite dans la vallée de la Roya, formant la crête frontière jusqu'au Scandaï, où ils disparaissent sous leur couverture triasique, puis se dirigent vers le nord pour contourner l'extrémité orientale du massif cristallin. Les schistes rouges reparaissent ensuite dans le fond des vallées de la Ceva et de la Roya, aux environs de Fontan, mais l'érosion n'y est pas suffisante pour les traverser complètement et laisser apparaître leur substratum.

D. TRIAS.

Généralités stratigraphiques.

Les dépôts triasiques se divisent très nettement, *au point de vue pétrographique*, en deux séries principales *superposées*. qui se présentent partout avec le faciès classique des régions avoisinantes.

La *série inférieure*, entièrement détritique et arénacée, est constituée par des quartzites blancs surmontés par des grès de couleur variée, blanche, violette ou verte, à grain très fin, et d'ordinaire micacés et schisteux à leur partie supérieure.

La *série supérieure* est calcaréo-magnésienne et fréquemment gypsifère, et est caractérisée par suite, comme cela a lieu pour les régions triasiques à faciès occidental, par le grand développement des dépôts de précipitation ou de modification chimiques. Elle est constituée par des calcaires, des calcaires magnésiens souvent cloisonnés et des cargneules, auxquelles s'associent fréquemment de puissantes masses de gypse blanc saccharoïde. Dans le nord de la région, au voisinage de Saint-Etienne, elle se termine à sa partie supérieure par des argiles bariolées, rappelant le faciès du Keuper classique.

Le Trias présente donc, dans ses grands traits, la même composition pétrographique que dans les Basses-Alpes et en Provence, mais je n'ai pu y rencontrer de fossiles, en sorte qu'il m'est seulement possible d'y faire des subdivisions lithologiques. Je ne saurais, en particulier, fixer d'une façon précise la correspondance des deux grandes divisions que je viens d'indiquer avec les étages qui ont été établis dans la série triasique.

Mais toutefois, si cette série est difficile à subdiviser, elle est bien délimitée dans son ensemble, aussi bien à sa partie supérieure qu'à sa base. En effet, j'ai indiqué précédemment qu'*elle débute par une transgression très marquée*, amenant les quartzites sur les schistes cristallins dans tout le nord-ouest de la région que j'ai étudiée; j'ai pu constater ce fait, non seulement à la périphérie des affleurements actuels des terrains cristallins, mais encore à l'intérieur même de ces affleurements, par suite de la présence de plusieurs lambeaux de la couverture primitive du massif respectés par l'érosion. L'un de ces lambeaux est même situé presque dans l'axe du massif, près de son extrémité nord-ouest. J'ai indiqué aussi que la transgression s'est continuée pendant le Trias même et que *localement* les cargneules débordent sur les quartzites ; mais toutefois, bien que M. Franchi [**75**, p. 50] ait signalé aussi quelques points où les cargneules repo-

sent directement sur les schistes cristallins du massif du Mercantour, je pense que cette transgression entre les deux termes de la série triasique a été relativement faible.

D'autre part, les dépôts triasiques sont surmontés, dans une grande partie de la région que j'ai parcourue, par le Rhétien fossilifère (à *Avicula contorta*), et il est, dans ce cas, très difficile de fixer la limite exacte entre les dépôts triasiques et infraliasiques, car ils paraissent passer pétrographiquement les uns aux autres d'une façon continue ; mais, si cette circonstance est une difficulté pour la délimitation précise de la limite supérieure du Trias, elle peut du moins nous permettre de conclure que cet étage est complet dans la région décrite ici.

Il me paraît bien probable que la région a été entièrement sous les eaux, à l'époque du Trias, à l'exception d'une partie surélevée située sur l'emplacement du centre du massif cristallin actuel. Si, en effet, on rencontre des lambeaux triasiques jusque dans l'axe de ce massif près de son extrémité nord-ouest, indiquant que celle-ci était immergée, il semble en être autrement pour la partie centrale, puisque les cargneules y reposent directement sur les schistes cristallins ; ce fait paraît bien démontrer que la partie centrale était émergée au moment du dépôt de la série arénacée inférieure, probablement formée d'ailleurs aux dépens des rivages de ce bombement, que seule la série supérieure aurait *peut-être* recouvert. La différence des faciès de cette série sur le versant français et sur le versant italien, où se rencontrent les calcaires de Villanova, me semble d'ailleurs plutôt en désaccord avec cette dernière hypothèse, et je pense au contraire qu'il a dû persister une partie émergée, quoique plus réduite, pendant le dépôt de la série triasique supérieure.

Série inférieure arénacée.

Les caractères pétrographiques de cette série présentent une très grande uniformité, et la description donnée pour une localité peut s'appliquer à presque tous les points où elle se rencontre, sauf quelques variations dans l'épaisseur totale de la série ou dans la puissance des divers niveaux qui la constituent.

L'un des points où elle est le plus facile à étudier est situé au *Pont des Roberts*, sur la route de Daluis à Guillaumes, à 2 kilomètres en aval de cette dernière localité, c'est-à-dire au débouché septentrional des gorges dans lesquelles le Var traverse l'extrémité occidentale du noyau permien du dôme de la Cime de Barrot. La coupe qu'on y observe est la suivante :

Au-dessus des schistes rouges permiens et *en concordance* avec eux, on rencontre une série assez puissante (15 mètres environ) de quartzites blancs très compacts, formés exclusivement par du quartz recristallisé qui donne une ténacité très grande à la roche ; à la base de ces quartzites on observe un lit de galets arrondis de quartz, atteignant la grosseur du poing et même davantage. Au-dessus de ces quartzites, on rencontre une série, de puissance presque égale, de grès blancs quartzeux à grain très fin, mouchetés de taches ferrugineuses disposées assez

régulièrement. Ils sont surmontés par d'autres grès, à grain encore plus fin et renfermant de nombreuses paillettes de séricite, qui rendent ces grès extrêmement fissiles; ces grès supérieurs présentent une teinte violacée avec des parties vertes, disposées tantôt irrégulièrement, tantôt en lits continus. Au-dessus vient immédiatement la série calcaréo-magnésienne, débutant par des cargneules.

La coupe que je viens d'indiquer se retrouve la même en tous les points de la périphérie de l'affleurement des schistes rouges permiens du dôme de la Cime de Barrot, ainsi qu'à la base du grand lambeau triasique du Rocher de Meubio, isolé par l'érosion au-dessus de ces schistes.

Dans la vallée de la Tinée, aux environs de Saint-Sauveur, la même série se retrouve, encore concordante avec les schistes rouges permiens ; elle peut s'observer très nettement à Valdeblore et sur le chemin de Saint-Sauveur à Roubion, où elle reste partout très analogue à celle que je viens d'indiquer et formée des trois mêmes subdivisions. Dans la tranchée de la route de Nice à Saint-Sauveur, au voisinage du tunnel situé un peu en amont de la bifurcation de la route de Valdeblore, elle est un peu plus compliquée dans les détails (fig. 7). Si l'on analyse

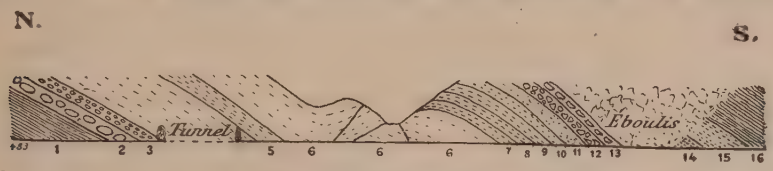


Fig. 7. — Coupe de la route de Nice à Saint-Sauveur, un peu en amont de la bifurcation de celle de Valdeblore.

1. Schistes rouges permiens. — 2. Conglomérat formé de galets de quartz gros comme le poing. — 3. Conglomérat à grains de quartz de 1 cm., non cimentés.—4. Quartzites blancs très compacts.— 5. Grès verdâtres.—6. Quartzites blancs.— 7. Grès verdâtres.—8. Grès violacés. — 9. Grès gris avec taches brunes. — 10. Grès verts injectés de filonnets de quartz. — 11. Sable quartzeux. — 12. Brèche à éléments de quartzites. — 13. Conglomérat formé de fragments de schistes rouges permiens.— 14. Grès bruns micacés. — 15.Grès schisteux verts et rouges. — 16. Marnes bariolées, formant la base de la série supérieure.

cette coupe, on voit que pendant que se formaient les couches 11-13, qui ne se rencontrent pas d'ordinaire dans le voisinage, il a dû se produire très près de ce point *un petit bombement local*, démantelé à mesure qu'il se soulevait ; l'ordre de succession des éléments de ces trois couches (sable fin provenant probablement de la destruction des grès fins, puis fragments de quartzites et enfin de schistes rouges permiens) est conforme à celui qui résulterait de l'étalement des éléments des diverses couches inférieures successivement arasées sur le sommet du bombement. Il est d'ailleurs bien certain qu'il ne s'agit là que d'un petit accident local, intéressant seulement au point de vue théorique. Mais il nous permet encore de faire une autre constatation : c'est que la formation des quartzites est à peu près contemporaine du dépôt des sables qui leur ont donné naissance, puisqu'on les rencontre déjà en fragments dans la couche 12. La constance de la situation de ces quartzites à la base de la série, partout où ils existent, est d'ailleurs en faveur de ce fait, car si la recristallisation du ciment s'était produite

beaucoup plus tard, on ne concevrait guère pourquoi elle s'est partout localisée dans les mêmes assises, complètement transformées sans que les couches suivantes aient été atteintes.

Au voisinage de Valdeblore, dans le lambeau qui descend, pincé au milieu des schistes rouges de la Rouagne, jusqu'en face de la Bolline, il existe aussi quelques complications dans la composition habituelle de cette série ; mais je n'entrerai dans aucun détail à ce sujet, me contentant d'indiquer que ces accidents sont localisés, à ma connaissance, dans le voisinage de ces points.

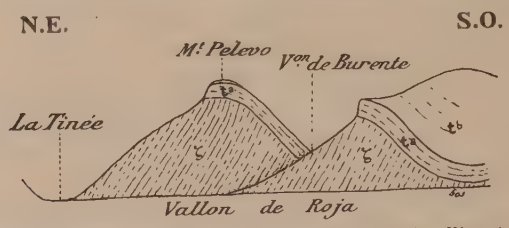


Fig. 8. — Discordance angulaire du Trias sur les schistes cristallins à l'entrée du vallon de Roja (rive droite de la Tinée).

ζ, Schistes cristallins. — t^a, Série triasique inférieure arénacée. — t^b, Série triasique supérieure calcaréo-magnésienne.

Dans la haute vallée de la Tinée, où le Trias repose directement sur les schistes cristallins, il est *discordant* sur ces derniers, dont il a emprunté souvent les éléments à peine remaniés (fig. 8) ; on peut constater très nettement ce fait sur le chemin muletier du Pont Rouge à Roja, à 1 km. de ce hameau, comme le montre la coupe de la fig. 9. D'une façon générale, la composition de la série arénacée par laquelle débute le Trias est très homogène ; elle se retrouve la même sur la bordure de l'extrémité sud-est du massif cristallin, dans les vallées de la Vésubie et de la Roya, et je n'indiquerai aucun détail complémentaire pour cette région.

Fig. 9. — Coupe de la base du Trias dans le vallon de Roja.

1, Micaschistes. — 2, Grès micacé très fin, formé par remaniement des micaschistes, auxquels il ressemble beaucoup. — 3, Grès rouge grossier. — 4, Grès blanc très fin et friable. — 5, Grès rouge compact et grès blanc moucheté de taches brunes.

Il me reste à signaler que très souvent cette série de couches renferme des carbonates de cuivre et même du cuivre natif, tantôt disséminés en petites taches vertes qui colorent localement et très irrégulièrement les quartzites et les grès, tantôt en filons exploitables. J'ai indiqué déjà la présence de minerais de cuivre dans le Permien, mais ce fait ne se produit qu'exceptionnellement, tandis qu'au contraire il est très habituel pour les quartzites et les grès triasiques.

En des points très variés, un assez grand nombre de galeries d'exploitation ont été ouvertes autrefois, mais elles sont actuellement toutes abandonnées à cause de la difficulté et du prix de revient très élevé du transport du minerai ou du combustible, qui ne se rencontrent jamais dans le voisinage l'un de l'autre. La plus importante de ces mines et la seule où l'on ait installé une usine pour le traitement du minerai sur place est celle dite de la Croix ou du Cerisier, située dans la vallée de la Roudoule, à 8 kilomètres environ de Puget-Théniers. D'autres galeries d'extraction abandonnées ou des gisements inexploités se rencontrent à Valdeblore, à Roure, au Pont des Roberts, etc. Je ferai remarquer pour terminer qu'aucun de ces filons ne parait s'être propagé dans la série supérieure, en sorte que l'imprégnation des quartzites a dû se faire probablement presque aussitôt après leur dépôt.

Série supérieure calcaréo-magnésienne.

De même que la précédente, la série supérieure présente une très grande homogénéité dans son ensemble, un aspect spécial qui la fait immédiatement reconnaître, mais en même temps des variations locales presque en chaque point. D'autre part, l'ensemble de ses caractères démontre nettement qu'elle est formée de dépôts lagunaires, ainsi que cela a lieu pour toutes les régions où le Trias présente le faciès occidental.

D'une façon générale, on peut subdiviser de la manière suivante la succession de ces assises :

1° Une série inférieure, formée de cargneules et de dolomies compactes, accompagnées de gypses en certains points.

2° Une série moyenne, formée de calcaires compacts, noirs, gris ou jaunes, parfois presque blancs, toujours bien lités et assez souvent bréchoïdes.

3° Une série supérieure, assez semblable à la première, formée encore de cargneules et de dolomies, mais en général beaucoup moins cohérentes que celles de la série inférieure ; d'autre part, cette série est le principal niveau gypsifère.

En outre, dans certains points et en particulier dans la vallée moyenne de la Vésubie, il existe un grand développement de gypses résultant d'une transformation des calcaires de la série moyenne, dont on rencontre des blocs inaltérés ou en voie de transformation au milieu de ces gypses.

Dans la haute vallée de la Tinée, sur le chemin de Saint-Etienne à Auron, on voit, au-dessus des cargneules supérieures, un assez grand développement de marnes versicolores, violettes, vertes, jaunes et rouges, rappelant le faciès des marnes bariolées du Keuper des régions classiques. Mais d'ordinaire, directement au-dessus des cargneules supérieures, se rencontrent des plaquettes dolomitiques grises ou jaunes, entre lesquelles s'intercalent bientôt des lits marneux noirs, et l'on passe de la sorte, par des transitions insensibles, au Rhétien fossilifère, formé par une semblable série de plaquettes à *Avicula contorta* alternant avec des lits

marneux noirs et schisteux. Il m'a été impossible d'y fixer d'une manière précise la limite entre le Trias et l'Infralias.

Mais toutefois, si la série triasique en question se divise généralement de la façon que j'ai indiquée, c'est-à-dire présente une intercalation de calcaires vers son milieu, il n'est pour ainsi dire pas deux localités où les détails soient identiques, en sorte que pour donner une idée complète de la composition de cette série dans la région que j'ai parcourue, il me faudrait entrer dans des développements incompatibles avec le cadre de ce travail d'ensemble. Aussi me bornerai-je à indiquer quelques coupes de détail, dans les points les plus caractéristiques ; d'ordinaire les dépôts triasiques ont été très fortement plissés, ce qui, joint à leur grande irrégularité d'un point à l'autre, rend le parallélisme des diverses assises qu'on y rencontre très difficile à établir

Pour compléter cette première esquisse, il me faut indiquer qu'aux environs de Valdeblore et de Saint-Martin-Vésubie, c'est-à-dire dans les points où la série triasique supérieure est observable au voisinage de son rivage probable, puisqu'elle y est transgressive sur les quartzites, la distinction que je viens d'établir en trois subdivisions est beaucoup moins tranchée ou même impossible à reconnaître ; d'autre part, l'épaisseur totale y est très réduite par rapport à ce qu'elle est d'ordinaire. Enfin il existe, dans le vallon de Bramafame, divers caractères sur lesquels je reviendrai plus loin et qui semblent indiquer l'existence d'une terre émergée dans le voisinage.

Les calcaires triasiques sont souvent reconnaissables, non seulement à leur grain très compact et à leur cassure vive, mais aussi à la présence fréquente de deux systèmes de diaclases qui, avec les joints de stratification toujours bien marqués, produisent une division en parallélipipèdes de petite dimension et limités par des arêtes vives. Cette division est parfois tellement accentuée qu'on peut démolir ces calcaires sans l'aide du marteau et qu'il est presque impossible d'en obtenir des fragments dépassant quelques centimètres. Aussi, dans ce cas, les agents atmosphériques ont-ils pu désagréger ces calcaires avec la plus grande facilité, en sorte que ces petits fragments couvrent les pentes inférieures à leur ligne d'affleurement jusqu'à une grande distance, tantôt restés incohérents, tantôt recimentés par les eaux sauvages ; ces *brèches récentes* ont parfois une très grande épaisseur, ainsi qu'on peut l'observer au voisinage du Col de Saint-Martin, sur les pentes qui descendent de la Balme de la Frema.

Sur toute la périphérie du dôme de la Cime de Barrot, la série triasique supérieure est très bien représentée et les calcaires intercalés entre les deux séries de cargneules et de dolomies y existent toujours ; cette série peut facilement s'observer aux environs de Daluis, Guillaumes, Péone et Beuil.

Aux environs de Daluis et de Villeplane, la superposition des trois subdivisions est très nette ; les calcaires forment, en particulier, la Cime de Ciangras, où ils présentent une disposition anticlinale bien marquée, et les gypses blancs saccharoïdes intercalés dans les cargneules supérieures prennent, autour de Daluis, un développement considérable.

Sur la rive droite du Var, en amont du Pont des Roberts, on peut observer très facilement la superposition des cargneules inférieures à la série arénacée que j'ai décrite précédemment, puis au-dessus les calcaires, fortement redressés et même renversés, avec de nombreux contournements. Autour de Guillaumes, il existe un grand développement de calcaires dolomitiques ruiniformes superposés aux calcaires précédents bien stratifiés, et recouverts eux-mêmes par les cargneules supérieures très friables. Mais, dans tous ces points, la présence de nombreux plis difficiles à analyser rend l'étude stratigraphique très difficile ;

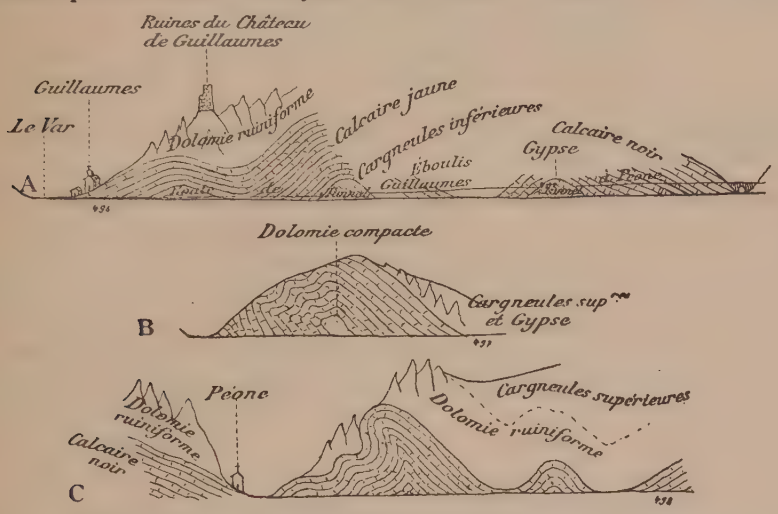


Fig. 10. — Coupes du Trias dans la vallée du Tuébi.
A, à la sortie de Guillaumes. — B, à mi-chemin de Guillaumes et de Péone. — C, en aval de Péone.

il en est de même dans la vallée du Tuébi, qui entame très profondément les dépôts triasiques supérieurs. Là encore, il est presque impossible de relever une coupe d'ensemble de ces dépôts, mais on peut toutefois reconnaître la présence d'une série calcaire intercalée. Les trois coupes suivantes (fig. 10), prises toutes trois dans la vallée du Tuébi, nous montrent qu'au-dessous des calcaires, tantôt noirs, tantôt jaunes, se rencontre la série inférieure, représentée soit par des cargneules cloisonnées très résistantes, soit par du gypse, soit par des dolomies compactes. D'autre part, les calcaires sont surmontés, aussi bien à Guillaumes qu'à Péone, par des dolomies ruiniformes, elles-mêmes recouvertes par les cargneules supérieures, très souvent gypsifères.

Au voisinage de Beuil, la même succession se retrouve (fig. 11), mais les calcaires y sont bréchoïdes, ordinairement noirs, quelquefois jaunâtres ou blanchâtres ; d'autre part, les cargneules supérieures y renferment *de nombreux fragments de schistes rouges permiens*, provenant d'un bombement voisin, qui s'est probablement produit du côté du massif cristallin, car nous retrouverons un fait analogue au voisinage de St-Etienne-de-Tinée.

Près de Roubion, on rencontre encore exactement la même superposition ; les cargneules inférieures, très vacuolaires, mais très résistantes, y fournissent, sous

le nom de *tuf*, une excellente pierre de construction, légère et tenace en même temps que très facile à travailler, souvent préférée aux calcaires durs et

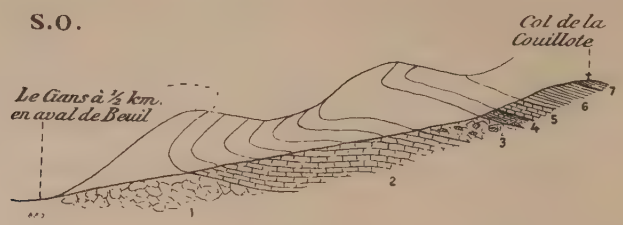


Fig. 11. — Coupe du Trias sur la rive gauche du Cians, le long du chemin de Beuil à Roubion.

1. Cargneules inférieures. — 2. Calcaires. — 3. Cargneules supérieures, renfermant des fragments de schistes rouges permiens. — 4. Infralias. — 5. Lias. — 6. Bajocien et Bathonien. — 7. Marnes noires calloviennes.

compacts de la série moyenne, qui y sont pourtant bien développés ; les cargneules supérieures sont au contraire beaucoup plus friables.

La même série se retrouve sur la rive droite de la Tinée, dans le vallon de Roja, et forme la croupe de Blainon, qui sépare ce vallon de celui d'Auron ; le soubassement du plateau d'Auron est aussi constitué par les mêmes assises.

C'est, en particulier, dans le chemin qui descend de ce plateau à St-Etienne qu'on peut observer les couches supérieures bariolées dont j'ai parlé précédemment ; la coupe est la suivante, de bas en haut. Au-dessus des cargneules inférieures, renfermant une dizaine de mètres de gypse saccharoïde, viennent les calcaires compacts, jaunes et grisâtres, puis les cargneules supérieures, bréchoïdes en profondeur, cloisonnées à la surface et beaucoup plus tendres que celles situées au-dessous des calcaires ; ces cargneules supérieures renferment aussi du gypse saccharoïde, très tendre Puis vient la série de couches spéciales dont je viens de parler, et dont l'épaisseur totale atteint une cinquantaine de mètres, se décomposant ainsi: 1° marnes jaunes; 2° marnes violettes; 3° marnes vertes; 4° calcaires magnésiens jaunes; 5° marnes vertes; 6° marnes rouges; 7° marnes violettes. Cette série est surmontée par un calcaire dolomitique jaune, qui forme tout le soubassement du plateau d'Auron et pourrait bien représenter, au moins en partie, l'Infralias, car il est surmonté par les calcaires sinémuriens ; mais je n'y ai rencontré aucun fossile.

Dans la montagne de la Pinatelle, qui domine St Etienne, on retrouve presque partout les deux niveaux de gypse que j'ai indiqués, l'un inférieur aux calcaires, l'autre supérieur. Le niveau inférieur se montre sous forme d'une lentille intercalée au milieu de marnes situées à la partie supérieure des cargneules très résistantes de la base, sur la rive gauche du vallon d'Ardon, à 1 kilomètre de St-Etienne ; en poursuivant cette coupe (fig. 12) j'ai retrouvé la série calcaire, très puissante, formée par des calcaires gris compacts et en gros bancs, à la base, puis par des calcaires noirs très durs, avec nombreux filonnets de quartz, au milieu desquels se trouve intercalé un calcaire grisâtre cloisonné et en bancs minces (de 10 cm. environ). Ensuite on rencontre les cargneules supérieures jaunes, en général très friables, et qui empâtent des fragments de roches antérieures (calcaires,

quartzites, etc,), ce qui nous indique vraisemblablement l'existence d'un bombement voisin démantelé. Les cargneules supérieures sont surmontées par les calcaires sinémuriens, sans que j'aie pu observer de couches intermédiaires pouvant représenter l'Infralias.

S.O. N.E.

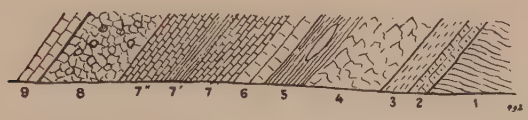


Fig. 12. — Coupe du Trias à l'entrée du vallon d'Ardon, à 1 kilom. de St-Etienne-de-Tinée.

1. Micaschistes et amphibolites (plongeant vers le nord).
2. Quartzites blancs.
3. Grès blancs mouchetés et grès violacés.
4. Cargneules inférieures jaunes, cloisonnées et résistantes.
5. Marnes avec lentilles de gypse.
6. Calcaire gris compact.
7. Calcaire noir très dur avec nombreux filonnets de quartz (au milieu se trouve intercalé un calcaire cloisonné grisâtre, en lits très minces).
8. Cargneules supérieures jaunâtres, en général assez friables, empâtant des fragments des roches antérieures (calcaires, quartzites).
9. Sinémurien.

La même série se prolonge vers le nord jusqu'au cirque de Salzo-Moreno, situé à l'extrémité du massif cristallin, et où l'on rencontre encore du gypse au milieu des cargneules.

Si nous revenons vers le sud, au voisinage de St-Sauveur et de Valdeblore, la composition de la série triasique supérieure est assez différente de celle que j'ai signalée dans toute la région précédente et l'on est immédiatement frappé par la réduction d'épaisseur qu'elle présente, bien que de nombreux plis multiplient la largeur de ses affleurements. La composition de cette série y est, pour ainsi dire, différente à chaque pas. Sur la route de St-Sauveur à Nice, à la suite de la coupe que j'ai indiquée pour la série arénacée inférieure, on rencontre successivement des marnes bariolées, des calcaires bruns, un marno-calcaire jaune clair très compact, séparé par des marnes d'une autre série de calcaire jaune compact à cassure conchoïdale, auquel font suite des marnes noires, alternant avec de petits bancs calcaires, puis un calcaire gris foncé et enfin des calcaires dolomitiques jaunes en plaquettes alternant avec des marnes noires et qui représentent certainement le Rhétien; il m'a été impossible d'y établir d'une manière précise la séparation du Trias et du Rhétien.

Sur la route qui monte à Valdeblore, le long de la rive droite du ravin de Bramafame, on observe, au-dessus des grès blancs mouchetés de taches ferrugineuses, des calcaires et des marnes schisteuses jaunes, puis des marnes schisteuses panachées (rouges, vertes et jaunes), suivies d'une assez puissante série de cargneu-

les jaunes (50 à 60 m.); celles-ci sont surmontées par 30 m. environ de plaquettes calcaires alternant avec des marnes noires schisteuses, à la partie supérieure desquelles se rencontre l'*Avicula contorta*.

Sur la rive opposée du vallon de Bramafame, la succession est différente et on observe tout d'abord que cette série repose directement sur les quartzites par l'intermédiaire d'un conglomérat formé de galets de ces quartzites, réunis par un ciment ferrugineux. Nous avons donc là la preuve de l'existence de mouvements datant de la fin de la série arénacée ; il faut remarquer de plus que c'est dans le voisinage immédiat de ce point que j'ai observé la trace de mouvements contemporains du dépôt des couches supérieures de la série arénacée, et qu'en outre on est très près de la région où les cargneules reposent directement sur les schistes cristallins. Par suite, dans le voisinage de Valdeblore, *il s'est produit durant toute la période triasique des mouvements locaux*, qu'il est toutefois presque impossible d'analyser en détail. Au-dessus du conglomérat en question, on rencontre des marnes avec parties ligniteuses et soufre efflorescent, puis une dolomie jaune surmontée par des schistes noirs alternant avec des bancs durs, dont quelques-uns sont ferrugineux, et de petits lits ligniteux, le tout surmonté par le Lias et les couches supérieures. En résumé, nous avons en ce point plusieurs caractères semblant nettement démontrer l'existence d'un rivage très voisin.

En poursuivant cette bande triasique vers l'est, on voit de nouveau les calcaires acquérir une grande importance à la Balme de la Frema et dans les environs de Saint-Martin, toujours accompagnés de cargneules, et se prolonger ainsi vers l'est, le long des dépôts permiens qui forment la ceinture du massif cristallin.

Le cours moyen de la Vésubie, depuis Roquebillère jusqu'à la Cluse de Saint-Jean-la-Rivière, est d'ordinaire creusé dans les dépôts triasiques supérieurs, amenés là par un très important accident tectonique sur lequel je reviendrai plus loin. Il est presque impossible de relever des coupes nettes dans cet affleurement, mais on est immédiatement frappé par l'important développement qu'y prennent les cargneules supérieures et les gypses, en même temps que pointent çà et là les calcaires moyens. De ces gypses, très développés aux environs de Roquebillère, la Bollène, Lantosque, Le Suchet, les uns sont interstratifiés dans les cargneules supérieures ; les autres (par exemple à l'amorce du chemin d'exploitation de la forêt du Tournairet) résultent de la transformation des calcaires inférieurs à ces cargneules, dont on retrouve encore de nombreux fragments envahis par le gypse dans toutes leurs fissures. Je n'insisterai pas sur la façon dont a dû se produire cette transformation et qui a fait déjà l'objet de nombreuses discussions, car je n'ai aucun argument nouveau à apporter à ce sujet.

Dans tous les autres affleurements triasiques que je vais énumérer un peu plus loin, la constitution est très analogue à celle que je viens d'indiquer pour ce dernier ; ils sont toujours principalement constitués par des cargneules très souvent gypsifères, et la description en serait monotone.

Je résumerai donc en rappelant simplement la généralité d'un faciès lagunaire

dans toute la région que j'ai étudiée et la présence, en quelques points, de preuves nettes de *mouvements contemporains*, ayant amené la production de parties surélevées et aussitôt démantelées.

La seule exception que j'aie rencontrée à cette uniformité existe sur la frontière italienne, dans un synclinal pincé au milieu des schistes cristallins (au-dessus du Lac de Vens), où se trouvent des calcaires marbres zonés phylliteux, analogues à ceux qu'on rencontre dans la zone du Briançonnais.

Rôle orographique et distribution du Trias.

Les quartzites et les grès violacés de *la série inférieure* donnent assez fréquemment naissance à des escarpements très reconnaissables de loin à leur couleur, blanche à la base, rouge et verte au sommet ; ils se détachent nettement des schistes rouges permiens, quand ils leur sont superposés, en formant une corniche, comme on peut le voir sur tout le pourtour du dôme de la Cime de Barrot et à la base du grand lambeau triasique de la Roche de Meubio, isolé par l'érosion au-dessus des schistes rouges permiens. Aux environs de Roubion et de Saint-Sauveur, ils pénètrent en coins dans les schistes permiens, soit seuls, soit accompagnés de la série supérieure, par suite des plis nombreux de cette région ; ils s'étendent ensuite vers l'est, de la Balme de la Frema jusqu'à Saint-Martin-Vésubie, suivant une bande continue, qui reparaît ensuite depuis le vallon du Spaillard jusqu'au Col de Raus et plus loin, aux environs de Fontan, dans la vallée de la Roya, formant partout la base de la série secondaire.

Dans la haute vallée de la Tinée, ils forment une ceinture continue autour du massif cristallin, sans interposition de Permien à leur base, reposant en discordance sur les divers termes de la série cristallophyllienne ; dans la partie de cette bordure qui s'étend du Mont Gravières jusqu'aux environs du vallon de Saint-Dalmas-le-Selvage, les quartzites sont le plus souvent renversés vers le S.O. sur les terrains plus récents de la bordure secondaire qui entoure le massif cristallin (Mont Pelevo, Saint-Etienne, Cime d'Anelle) et même, dans la partie inférieure du vallon de Roja, ils forment plusieurs plis successifs. Dans la partie comprise entre le vallon de Saint-Dalmas et les environs du Col de Pourriac, où ils pénètrent en Italie, c'est-à-dire à l'extrémité nord-ouest du massif cristallin, les quartzites plongent d'une façon normale vers l'extérieur du massif et sont recouverts régulièrement par les terrains plus récents, ainsi qu'on le voit dans le cirque de Salzo Moreno. Toutefois les faits se compliquent un peu, par suite de l'existence de synclinaux triasiques pénétrant dans le massif cristallin parallèlement à son axe et subdivisant ainsi son extrémité en plusieurs digitations (Pl. II, fig. 3 et Pl. VIII).

Enfin, dans l'intérieur même du massif cristallin, j'ai rencontré plusieurs lambeaux triasiques respectés par l'érosion au fond de synclinaux couchés, et présentant à leur base la série des quartzites en discordance directe sur les terrains

cristallins. Je décrirai ces lambeaux synclinaux dans la partie tectonique de ce travail et par suite je n'insisterai pas davantage ici ; je rappellerai seulement que, dans le synclinal rencontré à la Cime de Blancias, sur la frontière italienne, les calcaires de la série supérieure sont assez différents de ceux qu'on rencontre dans tout le reste de la région.

La *série supérieure* se distingue aussi très nettement, à distance, de la précédente, car elle débute par des cargneules d'un jaune franc, tranchant vivement avec la teinte rouge violacé ou verte des grès supérieurs de la série des quartzites ; de plus, quand les couches ne présentent pas de plissements importants, le relief du terrain accentue encore cette différence. Les cargneules qui surmontent les escarpements de quartzites donnent généralement des contours très arrondis, et c'est à leur présence que les chaînons qui bordent la vallée du Cians à l'est et à l'ouest doivent l'aspect caractéristique qui a fait donner le nom de *têtes* à beaucoup de sommets de cette région.

Ces dépôts formaient primitivement un manteau continu sur le dôme de la Cime de Barrot ; mais, suivant l'axe de ce dôme, ils ont été le plus souvent enlevés par l'érosion, ne subsistant que dans le lambeau de la Roche de Meubio. Sur son flanc méridional, ils sont bien développés dans les vallées du Var et de la Roudoule, mais s'amincissent beaucoup en approchant du Cians, où ils sont très réduits au-dessus de Pradastié ; cet amincissement s'accentue davantage encore entre le Cians et le vallon de Roby, où ils finissent par disparaître ; sur le versant gauche de ce vallon, le Lias arrive même à reposer directement et en discordance sur les schistes permiens. Cet accident ne me semble pas résulter d'une discordance transgressive du Lias, mais simplement d'un étirement mécanique, d'ailleurs préparé par une petite faille parallèle, observable sur le versant sud des Cluos, qui abaisse le Trias dans le même sens que la grande faille en question ; d'ailleurs, aussitôt après cet accident, de peu d'importance par rapport aux autres dislocations de la région, la série triasique reprend son allure et son épaisseur habituelles, ainsi qu'on le voit déjà au sommet même des Cluos.

Sur le flanc septentrional et à l'extrémité occidentale du dôme, les dépôts triasiques supérieurs forment une large bande, dont la largeur a été d'ailleurs multipliée par une série de plis parallèles, très nets dans la vallée du Tuébi et aux environs de Guillaumes et de Beuil, et dont la description sera donnée dans le chapitre consacré à la tectonique. Ces dépôts se poursuivent sur la rive droite du Var, de Daluis au confluent de la Barlatte, puis forment la majeure partie du bassin du Tuébi et du vallon d'Aigue-Blanche, son affluent, ainsi qu'une bonne partie du bassin supérieur du Cians. Les ravins creusés dans ces dépôts sont souvent terribles, à cause de l'imperméabilité et de la facile désagrégation de ces terrains et de l'absence presque complète de végétation à leur surface ; c'est ainsi que le Tuébi, normalement à sec, se transforme à la moindre pluie en un torrent très important et charrie des masses énormes de matériaux. L'érosion, qui détruit si facilement les cargneules et les gypses qui les accompagnent, transforme les calcaires dolomitiques plus compacts en escarpements ruiniformes d'un très bel effet, bien

développés autour de Guillaumes et surtout au village de Péone, bâti au pied de très hautes aiguilles dolomitiques ; l'illusion produite est telle qu'au premier abord les ruines du vieux château de Guillaumes se confondent presque avec le paysage environnant.

A l'est de la ceinture triasique qui entoure le dôme précédent, se rencontre un affleurement assez étendu de cargneules au fond du vallon de Villette, au nord de Pierlas. Puis vient une autre bande très développée de ces terrains, formés presque uniquement de cargneules avec une série calcaire intercalée au milieu, mais où les dolomies ruiniformes deviennent rares. Cette bande forme une ceinture continue autour du massif cristallin et des dépôts permiens très plissés des environs de Saint-Sauveur ; les cargneules occupent le centre de quelques-uns des synclinaux de quartzites pincés dans les schistes permiens, particulièrement au Cluot de Malamet et en face du village de Roubion, sur la rive gauche du vallon de Vignols. La bande principale part, à l'est, du pied nord du Mont Raja, passe à Rimplas et traverse la Tinée un peu au-dessus du confluent du vallon de Bramafame ; elle forme ensuite une partie du versant droit et le bassin supérieur du vallon de Vignols, en passant par le village de Roubion, puis ensuite le bassin supérieur du vallon de Longon. De là, elle se prolonge, sans interruption et avec de nombreux plis, sur le versant droit de la Tinée jusqu'à l'extrémité de la vallée, où elle forme le fond du cirque de Salzo Moreno, qui présente au plus haut degré l'aspect caractéristique des régions triasiques ; ces dépôts se prolongent aussi dans le centre des deux synclinaux de quartzites que j'ai signalés plus haut et qui digitent l'extrémité du massif cristallin. Enfin ils se retrouvent dans le centre de plusieurs des synclinaux triasiques pincés au milieu des schistes cristallins.

Revenant au prolongement de cette bande à l'est du Mont Raja, on la voit pénétrer en Italie, dans le vallon de Millefuons, où M. Franchi a observé que ces dépôts transgressifs, par rapport aux quartzites, reposent sur les schistes cristallins, puis elle revient sur le territoire français, formant le versant sud de la Balme de la Frema jusqu'au Col de Saint-Martin, et descendant au fond de la Vésubie au voisinage de Saint-Martin. De là, elle se prolonge vers l'est, suivant à peu près le fond de la vallée, dont la rive droite est bordée par des escarpements calcaires, jurassiques à la base, crétacés au sommet, jusqu'au changement brusque de direction de la Vésubie à Roquebillère. Les cargneules, très gypsifères, prennent alors brusquement un développement considérable et forment une bande très large, dirigée N.-S. et que suit presque continuellement la Vésubie jusqu'à la cluse de Saint-Jean-la-Rivière. De cet important affleurement triasique se détache vers le nord, non seulement la bande qui vient de Saint-Martin, mais une autre qui se dirige vers l'est, accompagnant la bande de quartzites et les dépôts permiens de la bordure du massif cristallin ; cette bande suit à peu près exactement la base du versant gauche du vallon des Graus et, ainsi que les quartzites, elle est souvent redressée verticalement et même légèrement renversée vers le sud sur

les calcaires jurassiques. Elle traverse la crête qui descend du Capelet vers l'Aution, un peu au nord du Col de Raus, puis pénètre dans le bassin du Vallon du Cairos, affluent de la Roya, et prend en particulier un très grand développement au plateau de la Ceva.

Le grand affleurement triasique qui, partant de Roquebillère, se dirige vers le sud, a une longueur de 12 kilomètres environ et sa largeur comptée horizontalement atteint 5 kilomètres au voisinage de Roquebillère. Ses relations stratigraphiques avec les terrains qui le bordent des deux côtés sont très complexes, et nous verrons plus loin, dans le chapitre consacré à la tectonique, qu'il correspond à un accident des plus importants, qu'on peut prévoir en remarquant que cet affleurement se bifurque au nord en deux branches qui embrassent le massif cristallin. Ce dernier semble naître au milieu de l'affleurement triasique en question (*affleurement de la vallée moyenne de la Vésubie*), qui paraît donc, au simple examen de la carte géologique, jalonner l'extrémité méridionale de la couverture sédimentaire du massif cristallin ; l'étude de la disposition des plis nous conduira plus loin au même résultat.

Sur une bonne partie de la longueur de cet affleurement, le Trias chevauche sur les terrains plus récents qui le bordent des deux côtés et on le voit même, sur la rive droite de la Vésubie, venir déborder pendant un long trajet sur les dépôts les plus récents de la région, c'est-à-dire sur le Flysch ; sur la rive gauche, le chevauchement est moins important, mais amène toutefois encore cet affleurement triasique en contact avec les calcaires crétacés supérieurs, à la Bollène. Je ne saurais ici entrer dans la description détaillée de cet affleurement, la renvoyant au chapitre réservé à la tectonique, et j'indiquerai seulement qu'il se termine vers le sud à la chapelle Saint-Pierre, sur le col qui sépare les cimes de Bonvillar et de Sue Caragn, bordé des deux côtés par les calcaires jurassiques. Il faut remarquer en outre que cet affleurement triasique est l'un des plus riches en gypse de toute la région.

Au sud des divers affleurements dont je viens de parler, les dépôts triasiques supérieurs ne se montrent plus qu'accidentellement et ne sont jamais entamés par l'érosion jusqu'à leur base, en sorte que l'on ne peut observer s'ils reposent toujours sur les quartzites. Toute la région située au sud de la Cime de Barrot et du massif cristallin est surtout formée de dépôts crétacés et tertiaires ; nous verrons plus loin que le Jurassique supérieur, qui forme l'ossature d'un grand nombre de chaînons et se présente sous forme de crêtes abruptes ou bien d'escarpements ou *barres* sur le flanc des vallées, n'apparaît lui-même que suivant l'axe d'anticlinaux très accentués, souvent couchés et même transformés en plifailles. Aussi n'est-ce que lorsque les plissements ont été exceptionnellement intenses que le Trias peut apparaître, *au centre d'un anticlinal ou le long d'un plifaille.*

C'est ainsi que se présente l'affleurement triasique situé sur le versant nord du Mont Gourdan, en face de Puget-Théniers, et qui descend au niveau du Var, à 3 kilomètres à l'est de cette localité, formant le soubassement du plateau de

Breuil; cet affleurement, encore constitué par la même série de cargneules très riches en gypse [1], remonte ensuite rapidement jusqu'au Mont Rorebel Inférieur, où il disparaît sous les calcaires infraliasiques. Ainsi que nous le verrons plus loin, le prolongement du pli dont cet affleurement triasique occupe l'axe est jalonné vers l'est par un grand contact anormal qui se prolonge jusqu'au Var, au Pont Charles-Albert ; le flanc nord, surélevé et chevauchant vers le sud, est jalonné par l'escarpement continu que présente du côté sud le sommet de la chaîne qui sépare la vallée du Var de celle de l'Estéron, et qui est formé par les calcaires jurassiques. De place en place, on peut voir le Trias apparaître sous les dépôts infraliasiques, qui constituent en général les terrains les plus anciens visibles au pied de cet escarpement ; à partir du voisinage de Toudon jusqu'au Var, en passant par le village de Bonson, les dépôts triasiques supérieurs forment une bande continue qui supporte l'Infralias et vient au sud buter et même chevaucher légèrement sur les terrains nummulitiques. Le prolongement de cette bande triasique se retrouve sur l'autre rive du Var, au village de la Roquette, au pied duquel se trouve une plâtrière, et aux environs de Saint-Martin-du-Var, remontant ensuite dans le fond de la vallée qui descend de Levens vers le sud ; cette bande disparaît au sud de Saint-Martin-du-Var sous les dépôts pliocènes.

Sur la rive droite du Var, au-dessus du confluent de l'Estéron et constituant presque entièrement l'éperon qui sépare les deux vallées, se retrouve une nouvelle bande de dépôts identiques, qui vient de l'ouest en passant au-dessous du village de Gilette ; les gypses de cette bande sont exploités à l'angle même formé par le confluent, tout à fait en face du village de la Roquette.

Enfin, au Cros d'Utelle, dans le fond de la vallée de la Vésubie, et au voisinage des Traverses, hameau de Levens, se rencontrent encore des cargneules accompagnées de gypse, surmontées par les calcaires jurassiques, et qui jalonnent un très important anticlinal couché et rompu en donnant un pli-faille.

Si l'on passe dans la vallée de la Bevera, on trouve un très important affleurement de cargneules et de gypses triasiques, au milieu duquel se trouve la petite ville de Sospel, et que suit la vallée de la Bevera sur environ 7 kilomètres ; cet affleurement présente, vers le sud, une longue apophyse jalonnée par le ravin du Merlanson et qui se prolonge jusqu'au pied du village de Castillon, et vers le nord une autre apophyse remontant jusqu'au pied du Col de Perus. Cet affleurement marque encore l'emplacement d'un accident tectonique très complexe que j'analyserai plus loin.

Il en est de même pour un autre affleurement presque aussi étendu, que l'on rencontre dans la vallée de la Roya, commençant vers le sud au Col de Brouis, où ces dépôts triasiques sont en contact avec les calcaires nummulitiques, et se prolongeant très loin vers le nord en traversant la vallée de la Maglia et remon-

[1] J'indiquerai plus loin que l'affleurement de gypse du Gralet, situé en face, sur la rive gauche du Var, est probablement tout à fait différent et doit résulter de la transformation du Cénomanien par des eaux ayant dissout le gypse triasique situé au contact immédiat.

tant jusqu'au pied du sommet de Colla Bossa ; cet affleurement est aussi entamé par la Roya autour de la Giandola, hameau de Breil. De même que pour l'affleurement de Sospel, j'en reporterai la description détaillée au chapitre consacré à la tectonique, me bornant ici à indiquer que ces deux affleurements marquent l'emplacement d'accidents anticlinaux très singuliers.

En résumé, les dépôts supérieurs calcaréo-magnésiens et gypseux du Trias sont très développés dans la région que j'ai étudiée, et j'ai dû consacrer un assez long chapitre à la description, pourtant très sommaire, de leurs affleurements.

E. JURASSIQUE.

Généralités stratigraphiques.

a) Dans toute la bordure du dôme de la Cime de Barrot et dans celle du massif cristallin depuis son extrémité nord-ouest jusqu'à la vallée de la Vésubie, la série des dépôts jurassiques est complète, sauf dans la haute vallée de la Tinée, où paraît manquer l'Infralias ou du moins dans laquelle je n'ai pu reconnaître sa présence d'une façon certaine ; au contraire, cet étage est bien représenté déjà au voisinage de Saint-Sauveur et sur la bordure méridionale de la Cime de Barrot, contrairement à l'opinion émise par Dieulafait, qui ne pensait pas qu'il remontât au nord de l'Estéron. Quoi qu'il en soit, les calcaires sinémuriens à *Gryphæa arcuata*, *Arietites*, *Pentacrinus tuberculatus*, etc., sont partout représentés et presque toujours fossilifères ; à partir de ce niveau, qui m'a fourni un excellent repère, la sédimentation paraît avoir été ininterrompue dans la région définie plus haut. Bien que tous les niveaux ne m'aient pas fourni de fossiles, j'admettrai pourtant que la série jurassique y est absolument complète, car on y voit les diverses assises passer insensiblement les unes aux autres, sans traces d'émersion ni de lacune, et, d'autre part, les niveaux les plus élevés de la série se relient aussi, d'une façon graduelle, à la base du Crétacé.

On observe toutefois, dans la région que je viens de définir, des variations latérales intéressantes dans les faciès pétrographiques des divers niveaux supérieurs au Sinémurien, jusques et y compris l'Oxfordien. Dans la partie de cette région située à l'ouest de la Tinée, les sédiments supérieurs aux calcaires spathiques à *Gryphæa arcuata* sont des calcaires marneux, compacts à la base (représentant vraisemblablement le Charmouthien et le Toarcien), puis de plus en plus marneux et fissiles à mesure que l'on monte dans les niveaux plus supérieurs du Bajocien, puis du Bathonien, fossilifères en un certain nombre de points. On passe ainsi insensiblement à des marnes noires très fissiles, renfermant encore quelques bancs calcaires dans le Callovien, et absolument homogènes dans l'Oxfordien ; puis viennent, à la partie supérieure de ces marnes noires, des intercalations de bancs calcaires et en même temps les marnes disparaissent progressivement. On passe enfin à une puissante série de calcaires compacts, à grain très fin, mal lités, de couleur noire ou gris de fumée suivant les points, qui représentent certainement les niveaux supérieurs du Jurassique, bien que je n'aie pas eu la bonne fortune d'y rencontrer de fossiles ; ils passent en effet, à leur partie supérieure, à des calcaires assez analogues comme grain, mais bien lités,

qui représentent vraisemblablement les couches de Berrias et sont surmontés par les marno-calcaires valanginiens, bien caractérisés en certains points par leur faune habituelle d'Ammonites pyriteuses.

A l'est de la Tinée, au contraire, aux environs de Valdeblore et de Saint-Martin-Vésubie, le faciès marno-calcaire et marneux du Jurassique moyen et de la partie inférieure du Jurassique supérieur, que je viens de décrire sommairement, est remplacé par un faciès uniformément calcaire du haut en bas de la série jurassique, et en même temps on observe une réduction très appréciable dans l'épaisseur de cette série. Sur les calcaires spathiques à *Gryphæa arcuata* et nombreux débris d'Encrines, on rencontre une série assez puissante de calcaires noirs très compacts, à cassure esquilleuse, renfermant des Térébratules et des Rhynchonelles, et où j'ai rencontré le *Parkinsonia Parkinsoni* ; puis, les calcaires deviennent grumeleux et sont séparés par des délits marneux d'aspect concrétionné, où j'ai rencontré d'assez nombreux fossiles oxfordiens. A leur partie supérieure, on retrouve encore des calcaires noirs compacts tout à fait analogues à ceux qui couronnent les marnes noires dans l'ouest de la région.

Si l'on compare ces faciès avec ceux que présentent les divers étages jurassiques dans la région étudiée par M. Haug [68], il en ressort immédiatement un fait bien net. Tout d'abord, on voit que le faciès dauphinois du Lias ne se prolonge pas jusqu'à la limite occidentale de la région décrite ici, puisque le Sinémurien s'y présente à l'état de calcaires spathiques, parfois presque exclusivement formés de débris d'Encrines ; les deux bandes à faciès provençal et briançonnais semblent donc se réunir avant d'arriver à la limite occidentale des Alpes-Maritimes, en contournant l'extrémité de la zone à faciès dauphinois.

D'autre part, si le faciès des couches supérieures est, à la limite occidentale de la région que j'ai étudiée, très analogue à celui décrit par M. Haug, il faut remarquer toutefois que les marnes schisteuses commencent déjà avec le Bathonien supérieur dans les environs de Digne, tandis que, dans la vallée supérieure du Var, le *Phylloceras biarcuatum*, accompagné d'un *Hecticoceras*, se rencontre encore, à Daluis, dans des calcaires marneux, très délitables il est vrai. Par suite, le faciès marno-calcaire envahit déjà tout le Jurassique moyen à la limite occidentale des Alpes-Maritimes, et nous avons vu plus haut qu'à l'est de la Tinée le Jurassique tout entier est à l'état calcaire. On peut donc dire, d'une façon générale, que depuis Digne jusqu'à la vallée de la Vésubie, il y a diminution graduelle dans l'importance du faciès marneux et développement du faciès calcaire [1].

Pour terminer cette rapide esquisse de la série jurassique dans les hautes vallées du Var et de la Tinée, je signalerai la présence de brèches dans le Lias et dans le Jurassique moyen au S.O. de Saint-Etienne-de-Tinée, et un faciès remarquable du Jurassique supérieur au nord et à l'est du dôme de la Cime de Barrot ; les calcaires terminaux prennent là une teinte très claire, et j'y ai rencontré en

[1] Ce développement graduel du faciès marneux vers l'ouest se poursuit de la même façon entre Digne et Gap, car, dans le voisinage de cette dernière localité, tout le Bathonien et la partie supérieure du Bajocien elle-même sont envahis par ce même faciès.

un point des Polypiers et des Gastropodes à test épais, indiquant une ébauche d'un faciès coralligène.

b) Dans la chaîne du Gourdan et du Mont Vial, qui sépare le bassin moyen du Var de celui de l'Estéron, l'Infralias acquiert un important développement et les couches à *Avicula contorta* s'y montrent fossilifères en beaucoup de points; au-dessus, on y rencontre encore des calcaires durs et des calcaires marneux feuilletés, surmontés par une épaisse série de calcaires compacts du Jurassique supérieur. Dans ces diverses couches, je n'ai rencontré que des Ammonites en très mauvais état de conservation et indéterminables. Les calcaires supérieurs présentent une intéressante variation de faciès le long même de cette chaîne ; au voisinage de Puget-Théniers (Mont-Gourdan et Roccaforte, etc.) ils sont de teinte jaune beige très clair, parfois presque blancs, c'est-à-dire qu'ils présentent l'aspect qu'on leur connaît dans toute la région située plus au sud, jusqu'aux environs de Grasse ; c'est le faciès des *calcaires blancs* connus dans toute la Provence. Au contraire, vers la terminaison orientale de cette chaîne, ils sont encore de couleur assez foncée ; il existe donc un changement de faciès le long de cette bande. Mais, d'une façon générale, on peut dire qu'elle marque approximativement la limite des deux faciès ; tous les affleurements situés plus au nord sont, en effet, formés de calcaires foncés et ceux au sud, de calcaires de couleur claire ; la seule exception est l'existence des lambeaux de couleur relativement claire, à Polypiers, que j'ai indiqués plus haut sur la bordure nord et est du dôme de la Cime de Barrot, formant îlot au milieu des calcaires foncés.

On peut encore constater que ce changement de faciès correspond à une transgressivité très marquée de ces calcaires ; en effet, dans le bassin de l'Estéron, quand on voit pointer les calcaires jurassiques, par suite de plis, au travers de leur couverture crétacée, ils présentent uniformément le faciès des calcaires blancs, et l'on peut en même temps observer en quelques points, au voisinage de Gilette par exemple, que toute la série inférieure est absente, en sorte qu'ils reposent directement sur l'Infralias.

Au point de vue de l'étude du Jurassique, on peut réunir à la région de l'Estéron toute celle située à l'est de la Vésubie, bordant par suite la région à faciès septentrional au sud et à l'est ; on peut voir partout, quand on s'approche de la limite des deux régions, en venant de l'intérieur de celle des marnes et calcaires noirs, la série intercalée entre les calcaires jurassiques supérieurs et l'Infralias (ou le Trias, quand ce dernier n'est pas représenté) s'amincir progressivement et disparaître. Cet amincissement s'observe facilement sur la rive droite de la Vésubie, entre Venanson, où la série est complète, et Castel Vieil ; de même, au voisinage de Lantosque et à la Cluse de Saint-Jean-la-Rivière, où les calcaires compacts du Jurassique supérieur reposent sur le Trias. Malheureusement, l'absence de fossiles dans les niveaux intermédiaires qui disparaissent de la sorte (sauf pour le Sinémurien) rend très difficile l'étude détaillée de la façon dont se comportent les divers niveaux les uns par rapport aux autres. J'ai pu toutefois observer que les calcaires grumeleux oxfordiens semblent accompagner les cal-

caires massifs supérieurs plus loin que les niveaux précédents ; on voit, en effet, dans le fond de la vallée de la Vésubie, près du Cros d'Utelle, que ces calcaires, fossilifères, paraissent (autant que l'absence de coupes bien nettes et les accidents tectoniques permettent de le conclure) devoir reposer, sinon directement, au moins presque immédiatement sur les couches triasiques ; s'il existe des couches intermédiaires, elles sont bien réduites.

Dans toute la région située à l'est de la Vésubie, cette transgressivité des calcaires massifs supérieurs est observable partout, dans les vallées de la Roya et de la Bevera, et d'autre part on constate que la limite des calcaires de couleur claire coïncide, sinon exactement, du moins d'une façon approximative, avec la limite des affleurements des niveaux inférieurs.

On peut donc, d'une façon générale, diviser la région que j'ai étudiée en deux parties, au point de vue de l'étude du Jurassique :

1° *Région septentrionale,* comprenant les bassins supérieur et moyen du Var et le bassin de la Tinée, et limitée approximativement à l'est par la Vésubie ; cette région est caractérisée par la continuité de la sédimentation pendant la période jurassique, du moins à partir du Sinémurien, et par la couleur noire ou foncée des calcaires et des marnes qui constituent cette série.

2° *Région méridionale et orientale,* comprenant le bassin de l'Estéron et la région à l'est de la Vésubie ; elle est caractérisée par la présence des calcaires massifs supérieurs transgressifs sur le Trias [1], et présentant d'ordinaire une teinte très claire.

Il faut en outre remarquer qu'à l'époque du dépôt de ces calcaires, il existait, dans la première région, une partie où se déposaient des sédiments assez analogues et coralligènes. Le fait que les calcaires de couleur claire se présentent là où il y a eu transgression est d'accord avec le fait que ces calcaires sont nettement coralligènes aussi au sud de l'Estéron et dans la vallée de la Roya jusqu'au Col de Tende, pour démontrer qu'ils se sont déposés dans des eaux très peu profondes et sans envasement ; tandis qu'au contraire les calcaires noirs de la région septentrionale ont continué à se déposer dans des conditions d'envasement analogues à celles qui ont donné les puissantes marnes noires oxfordiennes de la vallée supérieure du Var.

Je ferai observer encore que l'on rencontre, presque immédiatement après la limite septentrionale de la région que j'ai étudiée spécialement, et encore sur la feuille de Saint-Martin-Vésubie, tout à fait dans l'angle N.O. de celle-ci, des lambeaux jurassiques d'un caractère très spécial. Ces affleurements, que j'ai observés dans une course commune avec MM. Haug et Kilian, se présentent à la base de *lambeaux de recouvrement* dont l'origine probable a été indiquée par eux dans un travail récent [**82**] ; ils présentent un faciès très différent du Jurassique que

[1] M. Franchi a même observé que ces calcaires reposent directement sur les gneiss à la Rocca dell'Abisso ; ainsi que lui, je ne saurais fixer une limite inférieure précise à l'âge de ces calcaires.

l'on rencontre dans le soubassement de la série sur laquelle reposent ces lambeaux. Le Jurassique du soubassement se montre avec un faciès très analogue à celui que j'ai défini pour la partie septentrionale de la région que j'ai étudiée et qui se retrouve sensiblement le même dans les chaînes entre Digne et Gap, décrites par M. Haug [68] ; au contraire, les calcaires jurassiques des lambeaux de recouvrement sont blancs, massifs et à grain très compact, et nous avons pu y observer ensemble des sections de gros Lamellibranches, paraissant être des Dicératidés. Ainsi que MM. Haug et Kilian l'ont indiqué, ces lambeaux paraissent avoir leur origine dans une bande passant au nord du massif du Mercantour, et d'ailleurs M. Franchi a pu les suivre sur toute la bordure septentrionale de ce massif jusqu'à son extrémité orientale, où ils se relient aux calcaires coralligènes de la vallée de la Roya, c'est-à-dire de la partie orientale de la région que j'ai étudiée.

Descriptions locales.

INFRALIAS

1° *Rhétien.* — Contrairement à l'opinion émise par Dieulafait, le Rhétien existe au nord de la vallée de l'Estéron, et j'ai pu l'observer au voisinage immédiat du massif cristallin, dans le vallon de Bramafame, sur la route qui descend de Valdeblore à la route de la Tinée, en dessous du village de Rimplas [1]. Au-dessus des cargneules triasiques, on y rencontre en effet une série, épaisse de 30 mètres environ, de marnes noires alternant avec des plaquettes calcaires ; vers la partie supérieure de cette série, ces plaquettes présentent à leur surface l'*Avicula contorta*, démontrant nettement l'existence du Rhétien.

Les mêmes plaquettes alternant avec des marnes noires existent en beaucoup de points au-dessus du Trias, sur la bordure du dôme de la Cime de Barrot, bien que dépourvues en général de fossiles ; l'*Avicula contorta* se rencontre pourtant encore dans la vallée du Cians, à Pradastié, où elle a été précédemment signalée par M. Ambayrac [70] et dans la vallée de la Roudoule, la même série se retrouve très nette [1]. Plus au nord, c'est-à-dire vers l'extrémité N.O. du massif cristallin, je ne l'ai pas rencontrée, et les calcaires sinémuriens y paraissent généralement transgressifs sur le Trias.

Au sud des affleurements que je viens d'indiquer, le Rhétien se rencontre au contraire toutes les fois que les plissements amènent au jour la base du Jurassique ; c'est ainsi qu'il existe à la Baisse de la Courbaissa, au S.-E. du Picciarvet, près du confluent du Var et de la Tinée, avec les mêmes caractères lithologiques et renfermant encore l'*Avicula contorta*.

De même, dans la chaîne qui borde vers le sud le cours moyen du Var, les plaquettes à *Avicula contorta*, alternant avec des marnes schisteuses noires, se

[1] Ces affleurements n'ont pas été distingués du Lias sur la carte géologique (Pl. VIII), à cause de la largeur trop faible qu'ils devraient y occuper.

rencontrent à la périphérie de l'affleurement triasique du Gourdan, sur la rive droite du Var ; on peut les observer facilement sur la route de Puget-Théniers à Roquestéron, à 1 kilomètre avant le Pas de Saint-Raphaël, à la traversée d'un grand ravin qui descend au Var. Au-dessus des cargneules triasiques qui occupent l'axe du pli couché que j'y ai signalé, se rencontrent les couches en question ; certaines plaquettes sont absolument couvertes d'empreintes de petits bivalves indéterminables, d'autres renferment l'*Avicula contorta*.

Les mêmes assises s'observent aussi, sur une grande surface, au voisinage de Rorebel et d'Ascros, formant le sommet de la chaîne qui sépare la vallée du Var de celle de l'Estéron, et couronnant la série jurassique renversée qui forme le flanc nord de cette chaîne ; ces couches se rencontrent en particulier vers le point culminant des deux chemins muletiers qui montent, l'un de Touët de Beuil à Rorebel, l'autre du Pont de Sainte-Pétronille à Ascros. La surface des plaquettes calcaires, souvent dolomitiques, qui alternent avec les marnes schisteuses noires, y est couverte de bivalves parmi lesquels prédomine de beaucoup l'*Avicula contorta*, et où se trouvent aussi de grandes Huîtres, dont on ne peut observer souvent que l'une des valves, fixée sur la surface des plaquettes et visible seulement par sa face interne. La présence de ces Huîtres démontre nettement que les couches en question se sont formées dans des eaux très peu profondes, et cette conclusion est aussi vérifiée par l'existence de lignites dans ces assises en quelques points ; ces lignites ont été exploitées autrefois sur le chemin d'Ascros à Toudon, sur le revers sud de la Montagne de Pincogul.

Les mêmes couches se suivent, à partir d'Ascros, sur le revers sud de la chaîne du Mont Vial, jusqu'au village de Bonson, et peuvent en particulier s'observer facilement au Col de Vial, situé au-dessus du village de Toudon.

Au sud de cette bande, la base du Jurassique n'affleure plus qu'au-delà de la vallée de l'Estéron, et on arrive de la sorte à la région décrite par Dieulafait ; vers l'est, le Rhétien ne paraît pas s'être étendu jusqu'à la vallée de la Vésubie et, au voisinage même de Saint-Martin-Vésubie, le Sinémurien repose directement sur le Trias. Dans tous les affleurements que je viens de citer, le passage entre les cargneules triasiques et le Rhétien paraît avoir été absolument continu, et il m'a été impossible de délimiter nettement ces deux séries.

Hettangien ? — De même, à sa partie supérieure, le Rhétien passe graduellement, par disparition des lits schisteux, à des dolomies jaunâtres ou grises, assez puissantes aux environs de Rorebel et d'Ascros ; à leur partie supérieure on voit apparaître des facettes brillantes sur la cassure, et l'on passe progressivement à des calcaires spathiques, riches en débris d'Encrines, que je rapporte au Sinémurien. Ce passage graduel me paraît démontrer l'existence de l'*Hettangien*, non fossilifère. Il faut d'ailleurs remarquer que, lorsque le Sinémurien est fossilifère, les premiers bancs ne renferment guère que la *Gryphæa arcuata* peu abondante ; ce n'est qu'un peu plus haut que s'y associent les *Arietites*, et en même temps les Gryphées y sont plus abondantes. Dans ces conditions, il ne serait pas impossible que les premiers bancs à Gry-

phées soient encore hettangiens ; quoi qu'il en soit, il me paraît bien démontré que le Sinémurien, bien que transgressif par rapport à l'Infralias, est en continuité avec ce dernier lorsqu'il existe.

Aux environs de Sospel, j'ai figuré sur la carte géologique (Pl. VIII), avec la teinte et l'indice de l'Infralias, une série de dolomies jaunâtres paraissant se relier plus intimement avec les cargneules triasiques, sur lesquelles elles reposent, qu'avec les calcaires blancs du Jurassique supérieur qui les recouvrent. En l'absence de fossiles dans ces dolomies, je ne considère leur attribution à l'Infralias que comme provisoire ; j'espère que les recherches que je dois faire ultérieurement dans cette localité me permettront de trancher la question.

LIAS

1° *Sinémurien.* — Le Sinémurien se rencontre presque toujours fossilifère et existe dans toute la partie de la région située à l'ouest de la Vésubie et au nord du Var moyen. Il est partout constitué par des calcaires spathiques, très grumeleux, assez souvent siliceux et présentant sur leur cassure de nombreuses facettes brillantes résultant des clivages d'articles d'Encrines, qui constituent en certains points la grande masse de la roche. Le fossile le plus abondant est la *Gryphæa arcuata* Lamk., que j'ai retrouvée dans nombre de localités, constituant parfois à elle seule certains bancs, où leurs tests sont juxtaposés, les interstices étant remplis par les débris d'Encrines ; quand ceux-ci sont déterminables, ils se rapportent au *Pentacrinus tuberculatus*. D'autre part, j'ai trouvé aussi, associées à ces deux fossiles caractéristiques, mais moins généralement répandues, des Ammonites souvent indéterminables spécifiquement, mais qui appartiennent aux genres *Arietites*, *Arnioceras*, etc.

La description des diverses localités serait très monotone, et l'on peut dire, d'une façon générale, que le Sinémurien se rencontre, au-dessus de l'Infralias ou à la base de la série jurassique, quand celui-ci n'existe pas, dans les limites géographiques que j'ai indiquées précédemment. Si l'on suit leur affleurement à partir du Col de Pourriac, où M. Sacco a trouvé la riche faune que l'on connaît [55], on les rencontre fossilifères en divers points auprès de Saint-Etienne, dans le vallon d'Ardon, dans le soubassement de la Pinatelle, au Ciavalet, etc., renfermant *Gryphæa arcuata*, *Pentacrinus tuberculatus*, des *Arietites*, des *Pecten*, des *Lima*, etc. ; ils se retrouvent dans le soubassement du Mont Férant, au sud du hameau de Roja, faisant partie d'un très important pli couché que je décrirai plus loin et renfermant *Gryphæa arcuata*, *Arnioceras semicostatum*, *Pentacrinus* sp., etc.

Sur le bord du massif cristallin, ils se prolongent par Valdeblore, où ils sont très développés dans le soubassement du Mont Raja (*Gr. arcuata*, *Pent. tuberculatus*, etc.), jusqu'au delà de Saint-Martin-Vésubie, où l'on peut les observer facilement au point même où la route de Venanson traverse un grand ravin ; en remontant ce ravin de quelques mètres au-dessus du pont de la route, on observe *Gr. arcuata*, *Pent. tuberculatus*, et de grandes empreintes d'*Arietites*. Ces

calcaires ne semblent guère se poursuivre au-delà du grand ravin de Venanson et je les ai vainement cherchés au-dessus du Trias dans les escarpements de Castel-Vieil, ainsi que dans la partie de la bordure du massif cristallin située à l'est de la Vésubie ; ils ne reparaissent que dans la vallée supérieure de la Roya.

Sur presque tout le pourtour du dôme à noyau permien de la Cime de Barrot, on observe ces couches fossilifères ; sur la route du Cians, au voisinage du hameau de Pradastié, on trouve :

Gryphæa arcuata Lamk.
Pecten textorius Goldf.
Lima sp.
Arietites sp.
Belemnites sp.

et des Gastropodes indéterminables.

Les mêmes fossiles se retrouvent dans le vallon de Roby, auprès du hameau de Soulié; au voisinage de Pierlas ; dans le soubassement des Cluos, de la Tête de Giarons et de la Tête du Pommier ; au hameau d'Ubertura ; autour de Beuil et des Launes ; au pied de la Tête du Sapet, à la Tête de Ciarnaja et dans le vallon d'Aigue-Blanche, sur le chemin de Péone à Faussemagne, ainsi qu'aux environs de Guillaumes et de la Ribiera. L'identité absolue de faciès de ces couches dans ces diverses localités et la constance de leurs fossiles habituels me dispensent d'entrer dans de plus grands détails à leur sujet.

Au sud du Var, dans la chaîne du Gourdan et du Mont Vial, on observe, au-dessus des plaquettes à *Avicula contorta* et des dolomies superposées, des calcaires spathiques à débris d'Encrines, qui forment le passage entre l'Infralias et les couches supérieures du Jurassique, qui paraît être absolument complet ; malgré l'absence de fossiles caractéristiques, je considère encore ces calcaires, identiques comme faciès à ceux nettement sinémuriens observés plus au nord, comme l'équivalent de ces derniers. Ils ne se rencontrent plus d'ailleurs dans les affleurements plus méridionaux des couches jurassiques.

Il me reste à signaler que, sur le chemin de Roja au Col de Crous, se rencontre un petit affleurement d'une brèche absolument identique à celle du Télégraphe, si développée au nord de la région de l'Embrunais ; cet affleurement m'a paru devoir se placer au même niveau que le Sinémurien fossilifère du pied du Mont Férant, mais je n'ai pu suivre la continuité, en sorte que je n'indique ce parallélisme que comme probable.

2° *Charmouthien et Toarcien.* Si l'étage précédent est remarquablement constant et fossilifère dans une bonne partie de la région que j'ai étudiée, avec des caractères pétrographiques qui permettent de le reconnaître très facilement lors même qu'on n'y rencontre pas de fossiles, il n'en est plus de même pour les étages supérieurs du Lias. Il me semble toutefois qu'ils doivent être représentés à peu près dans tous les points où existe le Sinémurien ; nulle part, en effet, il ne paraît y avoir eu de discontinuité dans la sédimentation entre le Sinémurien et le Juras-

sique moyen. Si l'on étudie, en particulier, le soubassement du plateau de Châteauneuf d'Entraunes, soit dans les lacets du chemin qui monte à ce village, soit sur la route qui suit le Var et se dirige vers Villeneuve, un peu avant le Pont de Paniès, on observe que, au-dessus des calcaires spathiques à Gryphées, viennent des calcaires noirs compacts dont la limite avec le Sinémurien est difficile à établir ; ces calcaires, assez puissants, sont en bancs épais à leur base, puis l'épaisseur des bancs se réduit et il s'y intercale des lits de calcaires marneux qui prennent progressivement une plus grande importance, jusqu'à ce qu'on passe à la masse des calcaires marneux nettement bajociens. Bien que je n'aie rencontré aucun fossile dans cette série de couches, il me paraît impossible d'admettre que les étages liasiques supérieurs n'y soient pas représentés, ou du moins je n'ai aucune raison pour conclure à leur absence.

Dans la vallée de la Roudoule, un peu au-dessous de la chapelle de Saint-Sébastien, j'ai rencontré, dans des calcaires compacts, de nombreuses Bélemnites, malheureusement indégageables, paraissant se rapporter à *Bel. tripartitus*, ainsi qu'un radiole de *Cidaris*, que M. Cotteau a reconnu comme étant le *Cid. armata* Cott. ; ces fossiles semblent indiquer la présence du Charmouthien.

D'autre part, dans le soubassement du Mont Raja, à Valdeblore, j'ai rencontré, dans les calcaires compacts situés au-dessus des calcaires sinémuriens, une Ammonite en mauvais état de conservation, qui paraît être le *Cœloceras Raquinianum* d'Orb., indiquant par suite la présence du Toarcien.

BAJOCIEN ET BATHONIEN

L'étude de ces deux étages est absolument inséparable dans la région que j'ai étudiée, car leur délimitation est tout à fait impossible en dehors des points fossilifères et, même en ces points, aucun changement lithologique appréciable ne correspond à la variation de faune. J'ai indiqué plus haut la différence *latérale* de faciès qui existe pour ces étages.

La localité où peut le plus facilement s'étudier le faciès marno-calcaire qui existe à l'ouest de la région étudiée, est le plateau de Châteauneuf d'Entraunes, qui s'élève en pente douce juqu'à ce village, sur la rive droite de la Barlatte ; grâce à cette disposition du terrain, les assises en question sont observables sur une large surface et, d'autre part, on monte graduellement dans les niveaux les plus élevés, sans aucune perturbation due à l'existence de plissements. Au-dessus des calcaires compacts superposés au Sinémurien et que j'ai rapportés au Charmouthien et au Toarcien, qui forment l'abrupt bordant le plateau vers le sud, on rencontre une série uniforme de calcaires marneux très délitables ; les fossiles, relativement abondants, y sont malheureusement très écrasés, et d'autre part, la division constante de la roche en petits parallélépipèdes ne permet guère de les obtenir entiers. Toutefois, grâce à leur abondance relative et au fait que quelquefois les tours internes sont pyriteux et ont été préservés de l'écrasement qui a

rendu méconnaissables les tours externes calcaires, j'ai pu recueillir une série de formes caractéristiques dans la partie moyenne de cette série. J'ai distingué deux niveaux superposés ; le premier renferme :

Phylloceras viator d'Orb.
Lytoceras sp. indet.
Oppelia sp. indet.
Posidonomya alpina A. Gras.

et correspond par suite à la zone à *Cosmoceras Garantianum*.

Le niveau supérieur, qui vient immédiatement au-dessus, contient surtout, en grande abondance, le

Lytoceras tripartitum Rasp.

auquel s'associent d'autres espèces caractéristiques :

Parkinsonia Neuffensis Opp.
Perisphinctes zigzag d'Orb.
Per. aff. *zigzag* d'Orb.
Eugeniacrinus sp.

A la partie terminale de cette série marno-calcaire s'intercalent des bancs de calcaires roux, remplis de filonnets de calcite. Enfin je ferai remarquer que la surface des bancs de calcaires marneux présente souvent les empreintes mécaniques désignées sous le nom de *Cancellophycus*.

Au voisinage de Villeplane, j'ai rencontré aussi deux horizons fossilifères ; le niveau inférieur renferme d'assez nombreux *Phylloceras* pyriteux, parmi lesquels j'ai pu déterminer :

Phyll. Velaini Mun.-Ch.
Phyll. Circe Héb.
Phyll. cf. *disputabile* Zitt.

dont l'association caractérise le niveau classique de Beaumont (zone à *Witchellia Romani*).

Dans le niveau supérieur existent d'assez nombreuses ammonites calcaires, dont :

Perisphinctes arbustigerus d'Orb.
Morphoceras polymorphum d'Orb.

Si l'on continue à suivre la bordure du dôme de Barrot, on arrive à Daluis ; au pied de ce village même, à l'amorce du chemin muletier qui se détache de la route au pont qui traverse le grand ravin descendant de Pierre Grosse, j'ai rencontré dans les couches terminales, encore formées de calcaires marneux identiques à ceux qui constituent toute cette série :

Phylloceras biarcuatum Mun.-Ch.
Hecticoceras sp.

qui indiquent la présence du Bathonien supérieur.

Un peu au nord du village d'Auvare, j'ai recueilli le

Phylloceras flabellatum Neum.

A l'est du Cians, au point où le chemin de Pierlas traverse le vallon de Roby, j'ai observé deux niveaux fossilifères distincts, l'un renfermant :

Posidonomya Dalmasi Dum.
Phylloceras cf. *mediterraneum* Neum.
Sphæroceras polymerum Waag.

et de nombreuses autres petites ammonites ferrugineuses indéterminables. Le second niveau, à fossiles calcaires, contient :

Lytoceras tripartitum Rasp.
Morphoceras pseudo-anceps Ebray.
Pholadomya sp.

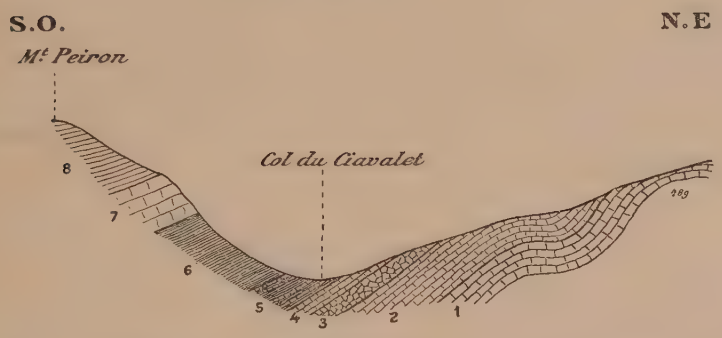


Fig. 13. — Coupe du Jurassique au Col du Ciavalet.

1, Calcaires sinémuriens à *Gryphæa arcuata*. — 2, Calcaires à *Lytoceras tripartitum* et *Perisphinctes arbustigerus*. — 3, Calcaire bréchoïde à Bélemnites. — 4, Calcaires roux avec filonnets de calcite. — 5, Marnes noires avec quelques bancs calcaires (Callovien). — 6, Marnes noires oxfordiennes. — 7, Calcaires jurassiques supérieurs. — 8, Marno-calcaires néocomiens.

Dans toute la partie septentrionale du massif cristallin, c'est-à-dire aux environs de Saint-Etienne, le même faciès se retrouve, ainsi qu'on peut l'observer par exemple dans le vallon de Demandols. Il existe pourtant une exception locale à cette uniformité de faciès, dans le voisinage du Col du Ciavalet, où s'observe la succession suivante (fig. 13), qui nous montre plusieurs particularités intéressantes. Tout d'abord, on est frappé du faciès calcaire et de la faible épaisseur des couches intercalées entre le Sinémurien et le Callovien *fossilifères*. Au-dessus des calcaires à *Gryphæa arcuata*, *Pentacrinus tuberculatus*, *Pecten*, *Lima*, etc., se rencontrent immédiatement des bancs calcaires noirs, dans lesquels on observe presque à la base *Lytoceras tripartitum* et *Perisph. arbustigerus*, en sorte qu'on est forcé d'admettre que *les étages supérieurs du Lias et le Bajocien sont extrêmement réduits, s'ils ne manquent pas en tout ou en partie*. D'autre part on rencontre, au-dessus de ces calcaires noirs compacts et bien lités, un *calcaire bréchoïde* rem-

pli de Bélemnites brisées à lame calcaire (*Canaliculati*), à la partie supérieure duquel se retrouvent les calcaires roux avec nombreux filonnets de calcite, que j'ai déjà signalés à Châteauneuf et qui se retrouvent aussi au sommet du vallon de Demandols au pied de la montée du Col de Pal. Ces calcaires sont surmontés par des marnes noires, renfermant à leur base des bancs calcaires sur lesquels j'ai recueilli quelques fossiles démontrant l'âge callovien de ces couches. Par suite, le Bathonien paraît être seul bien développé en ce point et est constitué par des calcaires compacts et des brèches, semblant indiquer l'existence d'un bombement contemporain.

Ce faciès calcaire rappelle beaucoup, avec les brèches en plus, celui que l'on observe vers la limite orientale des affleurements du Jurassique moyen, où celui-ci est constitué par une puissante série de calcaires noirs, bien lités, très compacts et à cassure très vive. J'ai rencontré dans ces calcaires le *Parkinsonia Parkinsoni* au Mont Raja, et de nombreuses *Térébratules* et *Rhynchonelles* au-dessous de Rimplas, auprès du confluent du vallon de Bramafame et de la Tinée, dans les tranchées de la route de Saint-Sauveur et dans celles de la route de Valdeblore.

Il faut remarquer aussi qu'un semblable faciès calcaire, avec réduction notable de l'épaisseur de la série, se retrouve, isolé au milieu du faciès habituel du Jurassique moyen autour du dôme de Barrot, dans la coupe fournie par la vallée de la Roudoule, au-dessous du village de la Croix.

JURASSIQUE SUPÉRIEUR

Faciès vaseux. — Dans les hautes vallées du Var et de la Tinée, le faciès est très uniforme. Au-dessus des calcaires marneux du Jurassique moyen viennent des marnes noires souvent schisteuses, alternant à la base avec des bancs plus calcaires; j'y ai rencontré *Macrocephalites macrocephalus* au pied du Mont Demant, dans le soubassement du massif du Mounier et, au Col du Cialvet, situé un peu au N. E. du Col du Ciavalet dont j'ai donné précédemment la coupe, j'ai recueilli plusieurs ammonites qui, bien que spécifiquement indéterminables, montrent par leur association que ces assises doivent se rapporter au Callovien (*Peltoceras* sp., *Hecticoceras* sp.)

Les marnes noires schisteuses, très homogènes et sans intercalation de bancs calcaires, qui viennent au-dessus, sont très puissantes et m'ont fourni en divers points des fossiles oxfordiens bien caractéristiques. Au nord d'Entraunes, sur le chemin qui monte du pont de Crouas aux granges de Villard, se rencontrent dans les marnes d'assez nombreux nodules calcaires, provenant d'une concentration postérieure du calcaire, et parmi lesquelles un certain nombre renferment une ammonite en leur centre. J'ai pu, de la sorte, en cassant un grand nombre de ces nodules, recueillir une série assez nombreuse de fossiles, parmi lesquels prédominent le *Phylloceras tortisulcatum*, relativement abondant, et des *Perisphinctes* assez nombreux, appartenant pour la plupart au groupe du *Per. convolutus* Qu., mais ordinairement de trop petite taille pour pouvoir être spécifiquement déterminés.

Les principales espèces de cette localité que j'ai reconnues sont :

Phylloceras tortisulcatum d'Orb.
Phyll. Zignodianum d'Orb.
Perisphinctes Wartæ Buk.
Perisph. promiscuus Buk.
Perisph. aff. *Rolandi* Opp.
Perisph. gr. *convolutus* Qu.
Peltoceras torosum Opp.

La même série se retrouve dans toute la vallée supérieure de la Tinée, par exemple dans le vallon de Demandols et aux cols de Pal et de Crous, ainsi que sur tout le pourtour du dôme de Barrot ; dans les marnes noires sans bancs calcaires se rencontrent de place en place les fossiles les plus habituels que j'ai signalés plus haut, c'est-à-dire le *Phyll. tortisulcatum* et de petits *Perisphinctes* du groupe du *convolutus*.

Dans la vallée de la Roudoule, où j'ai déjà signalé la réduction très grande d'épaisseur et le faciès calcaire du Jurassique moyen, les marnes oxfordiennes à *Phyll. tortisulcatum* sont elles-mêmes extrêmement réduites, sans qu'il existe en ce point d'accident tectonique assez important pour expliquer cette diminution d'épaisseur ; ces couches ont là une épaisseur de 10 mètres à peine, tandis qu'aux environs d'Entraunes et en beaucoup d'autres points leur puissance atteint plusieurs centaines de mètres.

Vers l'est, la différence de faciès déjà signalée pour le Jurassique moyen se retrouve, encore plus frappante que pour celui-ci, puisqu'à des marnes schisteuses se substituent des calcaires. Ceux-ci se distinguent nettement des calcaires noirs inférieurs très compacts par leur texture plus grumeleuse et l'aspect concrétionné que présente souvent la surface des bancs ; c'est dans ces délits plus marneux que se rencontrent les fossiles, plutôt que dans les bancs compacts. La principale localité fossilifère que j'ai rencontrée pour ces assises est située au voisinage immédiat du village de Rimplas, sur le versant du vallon de Bramafame, au-dessous du cimetière ; une exploitation m'a permis d'y recueillir :

Cardioceras cordatum Sow.
Peltoceras Toucasianum d'Orb.
Peltoceras sp.
Perisphinctes Martelli Opp.
Phylloceras tortisulcatum d'Orb.

Les mêmes fossiles se retrouvent dans tout le versant du ravin de Bramafame situé au-dessous de cette localité, et en particulier sur la route de Valdeblore, près de son embranchement sur celle de Saint-Sauveur ; j'y ai rencontré en outre un Oursin, malheureusement indéterminable.

Au sud de la Bolline, j'ai aussi recueilli un exemplaire du *Peltoceras Toucasianum* d'Orb.

Au voisinage du village de Venanson, dans une roche absolument semblable à la précédente, se retrouvent les mêmes fossiles qu'à Rimplas.

Les mêmes assises se rencontrent plus au sud, avec des caractères identiques, sur les calcaires compacts supérieurs. J'y ai recueilli, au confluent même de la Tinée et du Var, où ces couches apparaissent par suite d'un bombement périclinal, le *Phylloceras tortisulcatum* d'Orb.

Dans la tranchée de la nouvelle route de la Vésubie, à 3 kilomètres du Var, j'ai recueilli, dans les mêmes couches, une série de fossiles mal conservés, mais parmi lesquels j'ai pu toutefois déterminer :

Phylloceras tortisulcatum d'Orb.
Peltoceras Arduennense d'Orb.
Cardioceras cordatum Sow.
Aspidoceras sp.

Le même changement latéral de faciès, qui se produit vers l'est, existe aussi quand on se dirige vers le sud ; c'est ainsi que sur la rive droite du cours moyen du Var, dans la chaîne du Gourdan et du Mont Vial, on retrouve un faciès plus calcaire que celui qui existe sur la rive gauche, dans la bordure du dôme permien.

Par suite, on peut dire, d'une façon générale, que le Jurassique moyen, le Callovien et l'Oxfordien sont marneux dans toute la partie nord-ouest des Alpes-Maritimes, et que cette région est bordée vers l'E., le S.E. et le S. par une zone où ces étages sont à l'état calcaire ; cette bordure se poursuit jusqu'à la limite de leurs affleurements, en sorte qu'il paraît vraisemblable que les sédiments marneux se sont déposés dans la partie centrale d'une aire synclinale et qu'au contraire les sédiments calcaires se produisaient sur le pourtour de cette même aire. Il faut remarquer, d'autre part, que l'épaisseur des sédiments marneux est beaucoup plus considérable que celle des calcaires contemporains, ce qui confirme encore cette hypothèse.

Dans la région où se présente le faciès vaseux du Callovien et de l'Oxfordien, les étages jurassiques supérieurs sont représentés, ainsi que cela a lieu dans les environs de Digne, par une épaisse série de calcaires très compacts, à cassure esquilleuse, renfermant assez souvent des concrétions siliceuses (Pont Saint-Roch, près d'Estenc ; Pont de Saint-Léger, près de Daluis, etc.) ; la teinte de ces calcaires varie du noir au gris de fumée, et ils sont parfois traversés par de nombreux filonnets de calcite blanche (Rocher de Bramus). Dans cette puissante série, je n'ai jamais rencontré de fossiles déterminables, en sorte que seule sa continuité vers le bas avec l'Oxfordien, par l'intermédiaire de bancs calcaires venant s'intercaler à la partie supérieure des marnes noires, et vers le haut avec la série crétacée, me fait admettre qu'elle représente l'ensemble des étages jurassiques supérieurs.

J'ai indiqué précédemment, d'une manière très brève, l'intéressant accident de faciès que présentent ces calcaires dans la bordure septentrionale et orientale du dôme de Barrot. Aux environs du Lauvet d'Ilonse et de la Tête de Vairons, d'une part, et dans le petit lambeau isolé qui constitue la Tête du Garnier, au N.O. de

Beuil, ces calcaires prennent une teinte beaucoup plus claire que celle qu'ils ont habituellement dans les affleurements voisins, et un aspect tout à fait analogue à celui des calcaires de la région méridionale. En outre, sur un petit sentier qui va de la campagne de Sabouri à Ilonse, sur le versant oriental de la Tête de Vairons, j'ai rencontré dans ces calcaires quelques Polypiers, d'ailleurs indéterminables, ainsi que de petits Gastropodes.

Enfin, pour terminer cette description du Jurassique supérieur formé de calcaires marneux compacts, il me reste à signaler que la nouvelle route qui suit la vallée inférieure de la Vésubie traverse en tunnel, un peu en aval du pont de Saint-Jean-la-Rivière, une puissante masse de calcaire blanc intercalée dans les calcaires noirs avoisinants et plusieurs poches remplies de dolomie cristalline pulvérulente. Cette localité, située d'ailleurs très près du point où devient général le faciès des calcaires blancs, nous montre que le passage latéral se fait, comme d'ordinaire, par des intercalations des deux faciès. Le même fait peut encore s'observer dans la chaîne du Gourdan, où le Jurassique terminal est à l'état de calcaires blancs subcoralliens, ainsi qu'au Mont Roccaforte, tandis que, plus à l'est, la même bande est constituée par des calcaires vaseux de couleur foncée.

Faciès corallien. — Quant aux calcaires blancs massifs qui représentent la partie supérieure du Jurassique dans le Sud et l'Est des Alpes-Maritimes, et qui proviennent de boues coralliennes résultant de la destruction de récifs, leur étude stratigraphique a été autrefois l'objet de discussions acharnées et retentissantes entre Hébert, Coquand, Dieulafait.

N'ayant pas rencontré de fossiles dans ces calcaires, dans les localités que j'ai explorées, je ne puis apporter de documents nouveaux à leur sujet.

D'autre part, il convient d'attendre la publication des résultats complets des recherches détaillées entreprises avec beaucoup de patience et de succès par M. Guébhard, dans les environs de Saint-Vallier et d'Escragnolles, qui fourniront un point de départ précieux pour en reprendre l'étude dans les localités avoisinantes. J'ai figuré provisoirement ces calcaires, dans la carte qui accompagne ce travail, sous le symbole J^{6-8}, parce que, à la limite de la région où ils se rencontrent, ils sont manifestement supérieurs aux calcaires oxfordiens ; mais il ne s'ensuit pas forcément qu'à quelque distance de là ils soient rigoureusement contemporains. J'imiterai à leur sujet, pour la région située à l'est de la Vésubie, la même réserve que M. Franchi, qui, dans la légende de sa carte des environs de Vintimille [**75**], les a indiqués de la manière suivante : | *Titonico* ? |

Rôle orographique et distribution du Jurassique.

Région septentrionale. — Les divers niveaux que j'ai décrits précédemment dans toute la région située à l'ouest de la Tinée présentent une inégalité assez grande dans la facilité de leur érosion, et l'on peut facilement prévoir le rôle qu'ils jouent dans l'orographie actuelle. Les calcaires liasiques, assez résistants, forment souvent, au-dessus des cargneules triasiques et des plaquettes à *Avicula contorta* (quand elles existent), un relief assez marqué, surmonté par des pentes plus adoucies correspondant aux calcaires marneux du Jurassique moyen. Les marnes noires schisteuses calloviennes et oxfordiennes sont extrêmement ravinées, comme dans les Basses-Alpes, et c'est principalement à elles que s'attaquent les premiers travaux de construction de barrages dans les *roubines* et de reboisement, entrepris un peu partout dans les points où elles se rencontrent, principalement dans le cours supérieur du Var ; très facilement délitables par l'action des agents atmosphériques et presque absolument dépourvues de végétation, elles sont continuellement décapées, et tous les reliefs dans le soubassement desquels elles se rencontrent sont destinés à une rapide destruction, si les travaux en cours ne parviennent pas à en ralentir l'érosion. Quant aux calcaires compacts supérieurs, ils forment partout, au-dessus de ces marnes, une *barre* ou corniche continue à parois souvent verticales et dont l'affouillement constant par le bas avive perpétuellement la surface, avant que les agents atmosphériques aient le temps d'en adoucir le profil ; de nombreux blocs anguleux de ces calcaires jonchent la surface des pentes marneuses inférieures.

Ces divers dépôts jurassiques forment une ceinture continue autour des dépôts triasiques qui entourent la bordure sud-ouest du massif du Mercantour et le dôme de Barrot ; cette ceinture commence, sur le territoire français, au Col de Pourriac, dans le voisinage duquel a été rencontrée la riche faune liasique décrite par M. Sacco. Toutes les fois qu'ils ont été respectés par l'érosion, on les voit participer aux mêmes plis que le Permien et le Trias et s'avancer ainsi assez loin vers le centre du dôme de la Cime de Barrot, jusqu'un peu au-delà de la Tête du Sapet. La description détaillée de ces affleurements serait très longue et se déduit très facilement de celle du Trias et de l'examen de la carte géologique (Pl. VIII).

En outre, les marnes oxfordiennes et les calcaires supérieurs apparaissent dans le fond du Var, au voisinage d'Entraunes, où ils montent assez haut sur ses deux rives.

Au point où la bordure jurassique du massif cristallin traverse la Tinée, au voisinage du confluent du vallon de Bramafame et dans le cours inférieur de ce ravin, on observe déjà le changement de faciès signalé précédemment ; les calcaires qui représentent l'ensemble de la série sont entamés par des gorges à parois très abruptes. Tout le versant sud-est du Mont Raja est formé par les mêmes calcaires, qui se prolongent, sur la rive droite de la Vésubie, jusqu'aux escar-

pements imposants de Castel Vieil et bordent ensuite, dans toute la partie nord-ouest de son pourtour, l'affleurement triasique situé en face de Roquebillère.

Région méridionale et orientale. — Les calcaires jurassiques reparaissent ensuite au sud du cours moyen du Var, formant presque partout le sommet de la longue chaîne qui borde celui-ci au sud, sauf une courte interruption au sud d'Entrevaux, entre le Col du Buis et l'extrémité occidentale de la Montagne du Gourdan. Elle se poursuit, d'une façon ininterrompue, depuis ce point jusqu'au village de Bonson, par le Mont Roccaforte, le Mont Rorebel, le Mont Brune et le Mont Vial ; j'ai indiqué déjà, à propos du Trias, le caractère spécial de cette chaîne et je n'y reviendrai pas.

Dans le bassin de l'Estéron, les calcaires blancs massifs apparaissent en beaucoup de points, crevant leur couverture crétacée par suite de plis très intenses, souvent déversés vers le sud, que je décrirai dans le chapitre consacré à la tectonique ; je me contenterai ici d'énumérer les principaux de ces affleurements, qui présentent tous un allongement bien marqué suivant une direction générale O.-E., et qui sont remarquablement abrupts sur leur flanc méridional. Le plus septentrional commence à 2 kilomètres à l'est de Sallagriffon, et se termine à Cuébris, en passant par la Cime de la Gacia et le Mont Long. Une autre direction, plus méridionale, est jalonnée par plusieurs affleurements situés dans le prolongement l'un de l'autre, que l'on peut suivre sur la carte géologique (Pl. VIII), partant des environs du village de Briançonnet pour se terminer à celui de Sigale. Une troisième bande parallèle et continue est traversée par la cluse de Saint-Auban et se termine vers l'est au Mont Saint-Martin, qui domine le village d'Aiglun. Plus au sud, les bois du Cheiron jalonnent une autre bande, qui passe au village même de Gilette et vient se terminer au Var, au voisinage immédiat du point où celle du Mont Vial le traverse. Entre les extrémités de ces deux longues bandes jurassiques, on rencontre un autre affleurement isolé, au Mont Carbonnière et aux Concias.

Dans toute la région qui avoisine le confluent du Var et de la Tinée, et remontant en amont le premier de ces torrents jusqu'à la halte de Malaussène et le second jusqu'au Pont de la Lune, ainsi que dans le massif situé entre le Var et la Vésubie au sud d'Utelle, les calcaires jurassiques jouent un rôle très important et sont entaillés par les cluses de la Mescla, du Ciaudan, de Duranus, etc. On les retrouve au Mont Brech, au nord d'Utelle, à la Cluse de Saint-Jean-la-Rivière et au sommet de Sue Caragn, bordant au S.O. l'extrémité du singulier affleurement triasique du cours moyen de la Vésubie ; une autre bande suit le bord oriental du même affleurement, depuis Lantosque jusqu'à la Cime de Bonvillar, et se prolonge ensuite d'une façon continue par la Cime de l'Autaret, le Col Saint-Michel, le Mont Férion, etc. Dans toute cette région, le Jurassique repose souvent sur des terrains beaucoup plus récents, par suite d'accidents tectoniques extrêmement compliqués, et se répète même plusieurs fois, comme on peut l'observer sur la rive gauche de la Vésubie. Je réserverai l'étude plus détaillée de ces affleurements, qui ne saurait être séparée de celle des plis qui les amènent au jour, pour le chapitre de ce travail consacré à la tectonique, et je me

contenterai d'indiquer leur rôle orographique important ; ces affleurements forment des escarpements très abrupts sur leur bord ouest ou sud-ouest, plongeant au contraire régulièrement de l'autre côté sous les sédiments crétacés qui les recouvrent.

Dans toute la région située à l'est de la Vésubie, les affleurements jurassiques prennent un moindre développement ; à part une bande continue qui se dirige vers l'est, du Caire de Saint-Sauveur et du Mont Pela jusqu'au voisinage de Fontan, par le Col de Raus, bordant la bande triasique qui contourne la partie sud-est du massif cristallin, et qui est accompagnée localement d'une bande parallèle passant à la Pointe de Rugger, les calcaires jurassiques sont relativement peu développés. De même que dans le bassin de l'Estéron, ils n'apparaissent que localement, par suite d'accidents anticlinaux, et leur étude détaillée ferait ici double emploi avec la description de ces accidents que je donnerai plus loin. Je me contenterai d'indiquer qu'ils bordent, sur une partie de leur pourtour seulement, les deux affleurements triasiques de la Giandola et de Sospel, et qu'au sud de ce dernier ils se prolongent régulièrement vers le sud, suivant trois directions parallèles (Castillon—Pic de Garuche; Graia d'Erch—Mont Razet—Pointe de la Pena ; Mont Diaurus—Tête de Cuore—Mont Grammondo). Enfin, pour terminer, je signalerai deux autres affleurements; l'un à la Cime de la Graia, qui est traversé par la route descendant du Col de Braus à l'Escarène ; l'autre à la Cime de Rocca Seira, qui se relie à son extrémité nord avec la bande de la Cime de Bonvillar.

F. CRÉTACÉ.

Généralités stratigraphiques.

La série crétacée paraît à peu près complète, jusqu'au Sénonien inclus, dans la plus grande partie de la région, et les divers étages qui la constituent présentent des faciès assez analogues dans les différents points où l'on peut les étudier.

C'est dans la bordure méridionale et occidentale du dôme de Barrot que les subdivisions de cette grande série peuvent le mieux se distinguer, par les caractères lithologiques et aussi, en un certain nombre de points, par les fossiles que j'y ai rencontrés. Aussi, vais-je indiquer d'abord leurs caractères dans cette région, puis les variations qu'elles présentent quand on s'éloigne dans les diverses directions.

Dans la vallée supérieure du Var, c'est-à-dire à l'ouest du dôme de Barrot, aussi bien qu'au sud de celui-ci, dans la vallée moyenne du Var et les vallées inférieures de la Roudoule, du Cians et de la Tinée, on peut observer très uniformément la succession suivante, dont j'indique seulement les grandes lignes, devant revenir plus loin sur les détails.

Au-dessus des calcaires compacts et massifs qui terminent le Jurassique, on en rencontre d'autres semblables comme grain et comme cassure aux calcaires sous jacents, mais se présentant en bancs bien définis, séparés par des délits marneux dont l'importance augmente à mesure qu'on monte dans cette série. Puis ces couches, d'ailleurs peu épaisses et où je n'ai rencontré aucun fossile, mais que la complète analogie de succession et de faciès avec les régions voisines me fait rapporter aux couches de Berrias, passent d'une façon absolument insensible à des dépôts marno-calcaires gris, jaunâtres à la surface, qui renferment la faune classique des Ammonites pyriteuses du Valanginien.

Au-dessus se rencontrent des calcaires noirs très compacts, en bancs souvent épais et séparés par des délits marneux ; à leur partie supérieure, ceux-ci disparaissent fréquemment à peu près complètement, et l'on passe à des calcaires compacts bien lités, comme on peut l'observer dans la vallée du Cians. Ces assises, dans lesquelles j'ai rencontré des Criocères en divers points, représentent l'Hauterivien. Puis viennent des calcaires d'une teinte très uniformément grisâtre, séparés par des délits marneux d'une teinte semblable, dans lesquels j'ai rencontré, en divers points, des fossiles caractéristiques du Barrémien (*Costidiscus recticostatus*, *Lytoceras Phestus*, etc.). Au-dessus de ces couches, dont la partie supérieure représente peut-être l'Aptien inférieur, d'ordinaire à l'état calcaire

dans les régions avoisinantes, on observe une assez puissante série de marnes noires, sans aucun banc calcaire intercalé, et que, malgré l'absence d'autres fossiles qu'une Bélemnite (*Bel. minimus*), je désignerai sous le nom de marnes aptiennes, par suite de leur analogie absolue de faciès et de position avec celles des régions voisines. Je ferai remarquer, de plus, que ces marnes noires doivent probablement comprendre aussi l'Albien, car je n'ai observé aucune trace d'émersion ni de lacune dans cette série, et l'on voit s'y intercaler, à leur partie supérieure, des bancs calcaires dont l'importance augmente progressivement jusqu'à ce qu'on soit dans les dépôts franchement cénomaniens ; j'ai d'ailleurs rencontré, dans la vallée de la Roudoule, sur l'un des bancs calcaires les plus inférieurs, un exemplaire d'*Anisoceras armatum*, indiquant que l'on se trouve déjà dans le Cénomanien. Aussi ferai-je commencer cet étage avec la première apparition des bancs calcaires qui s'intercalent dans les marnes noires, et d'autre part j'admettrai comme probable la présence de l'Albien dans ces marnes, malgré l'absence de fossiles caractéristiques ; M. Haug était déjà arrivé à une conclusion analogue pour la région qu'il a étudiée dans sa thèse.

Le Crétacé supérieur présente le faciès déjà décrit par M. Fallot pour les environs d'Entrevaux, de Puget-Théniers et de Villars-du-Var, et je n'insisterai pas beaucoup sur ces assises. Le Cénomanien y est représenté par une alternance de marnes noires et de bancs calcaires gris à surface jaunâtre mamelonnée ; puis viennent des calcaires très durs et compacts, gris noirâtre, très bien lités et séparés par des délits marneux extrêmement minces, qui doivent représenter le Turonien. Quant au Sénonien, il est composé d'une puissante série de marnes alternant avec des calcaires, ces diverses couches étant d'une teinte grise qui les fait immédiatement distinguer du Cénomanien, ainsi d'ailleurs que l'aspect du calcaire, beaucoup plus compact que celui des bancs calcaires cénomaniens intercalés dans les marnes noires. Dans toute cette puissante série, je n'ai reconnu aucun indice d'une discontinuité dans la sédimentation.

Dans le nord de la région que j'ai étudiée, les faciès des divers niveaux crétacés présentent quelques variations par rapport à ceux que je viens de signaler. Tout d'abord, les assises comprises entre les calcaires terminaux du Jurassique et les marnes noires aptiennes sont formées d'une puissante série de calcaires en bancs minces alternant avec des marnes noires ; dans toute cette série, absolument uniforme du bas en haut, je n'ai pu distinguer, par les faciès lithologiques, les divers niveaux néocomiens et le Barrémien qui se séparent nettement plus au sud. D'autre part, dans la partie tout à fait supérieure de la vallée du Var et dans le massif de Sanguinière qui la sépare de la partie supérieure de celle de la Tinée, on voit, au-dessus des marnes noires, une série très uniforme de calcaires représentant vraisemblabement toute la partie supérieure du Crétacé ; les faciès très reconnaissables du Cénomanien, du Turonien et du Sénonien, que je viens d'indiquer, ne s'y rencontrent plus et je ne saurais dire, en l'absence de fossiles, la part qui revient à chacun d'eux. Malheureusement, la discontinuité des affleurements où les trois étages sont bien individualisés et de ceux où se rencontre cette série uniforme ne m'a

pas permis d'étudier le passage de ces deux faciès ; toutefois, l'épaisseur considérable qu'atteignent les marnes noires vers le nord me fait penser que, peut-être, la partie supérieure de ces marnes peut comprendre, en tout ou en partie, le Cénomanien, les calcaires supérieurs représentant le Turonien et le Sénonien. J'espère d'ailleurs combler cette lacune dans une note ultérieure, en étudiant la partie de la vallée supérieure du Var située sur la feuille de Digne.

Enfin, tout à fait au nord de la région, se rencontrent en un point, à la base du Nummulitique, des calcaires tout à fait semblables à ceux dans lesquels M. Portis a signalé les Hippurites siliceux, qui ont été rapportés par M. Douvillé [87] au groupe de l'*H. Moulinsi* ; j'ai observé aussi à la surface de ces calcaires des parties siliceuses ressortant en relief, mais aucune section de fossile déterminable n'avait attiré mon attention. La position stratigraphique de ces calcaires est très intéressante, car dans le vallon de l'Alpe, au sud de Bouzieyas, ils reposent sur les marnes noires oxfordiennes, indiquant la présence d'un bombement antérieur à leur dépôt et arasé ; dans la localité signalée par M. Portis, ils reposent sur les calcaires jurassiques supérieurs. J'indiquerai plus loin quelques détails sur ce bombement, précurseur d'un mouvement plus important qui a eu lieu avant le dépôt du Nummulitique.

Si maintenant nous revenons à notre point de départ, c'est-à-dire dans la vallée du Var moyen, et que nous nous dirigions vers le sud, dans la vallée de l'Estéron, nous constatons que les divers niveaux se retrouvent nets ; mais les dépôts néocomiens et barrémiens, gris foncé ou noirs dans la vallée du Var, deviennent plus clairs et sont souvent presque blancs. Il existe donc, pour les dépôts crétacés inférieurs, une variation de teinte semblable à celle qu'on observe pour le Jurassique supérieur ; ces dépôts sont tout à fait semblables d'aspect à ceux des environs de Castellane, et on les voit aussi, dans le sud de la région que j'ai étudiée, aux environs de Briançonnet et de Roquestéron, devenir glauconieux (particulièrement le Barrémien, où la glauconie est concentrée dans certains bancs situés à sa partie supérieure et dans lesquels sont en même temps localisés les fossiles, tandis que les bancs de calcaire blanc non glauconieux sont très peu ou pas fossilifères). De même, les divers niveaux du Crétacé supérieur conservent, jusqu'à la vallée de l'Estéron, un faciès très analogue à celui qu'ils présentent aux environs de Puget-Théniers ; mais on les voit aussi, particulièrement le Cénomanien, devenir glauconieux quand on se dirige vers le sud. Ce n'est guère qu'au sud de l'Estéron qu'on voit se généraliser le faciès gréseux et apparaître les Ostracées (*Exogyra columba*).

Quand on se dirige vers l'est, soit dans le bassin du Var moyen, soit dans celui de l'Estéron, on est frappé du même fait ; tandis qu'à l'ouest, dans l'une comme dans l'autre de ces régions, les marnes noires aptiennes sont très développées, on les voit progressivement diminuer d'épaisseur, puis disparaître, amenant le Cénomanien en superposition directe sur le Barrémien. Plus à l'est, on constate un autre fait intéressant ; c'est un brusque changement dans la composition et l'épaisseur de la série crétacée inférieure de part et d'autre de l'affleurement triasique N.-S. du cours moyen de la Vésubie, qui forme, comme nous le savons, un

anticlinal très marqué se prolongeant vers le sud par un contact anormal qui se poursuit jusqu'à la limite méridionale de la région que j'ai étudiée. Cette ligne, très importante pour les dislocations actuelles (voir la carte tectonique, Pl. I), paraît correspondre assez exactement à une limite de faciès très nette pour le Crétacé inférieur.

A l'ouest de cette limite, c'est-à-dire sur toute la rive droite de la Vésubie, le Néocomien et le Barrémien se poursuivent avec le faciès que je viens d'indiquer, très nettement caractérisés et ayant une grande épaisseur. Au contraire, à l'est, c'est-à-dire dans la région que je définirai plus loin sous le nom d'aire synclinale de la Bevera (Pl. I), le Crétacé inférieur est extrêmement réduit d'épaisseur, n'ayant souvent qu'une cinquantaine de mètres à peine, au lieu de l'épaisseur considérable qu'il présente à l'ouest ; sa composition elle-même est aussi très modifiée. Au-dessus de calcaires gris néocomiens très réduits, dans lesquels M. Potier a depuis longtemps déjà signalé *Belemnites subfusiformis* et *Hoplites Leopoldinus*, on rencontre des couches glauconieuses, formées presque exclusivement de grains de ce minéral et méritant le nom de Green-Sand sous lequel Buckland les avait désignées déjà ; ces couches glauconieuses, qui renferment à leur base l'*Acanthoceras mamillare*, représentent le Gault et sont les mêmes que celles étudiées près de la gare d'Eze par M. Fallot. Le Crétacé inférieur y présente donc des caractères bien différents de ceux qu'on lui trouve dans le reste de la région que j'ai étudiée ; il est caractérisé par l'extrême réduction du Néocomien et du Barrémien, par l'absence de l'Aptien, et par la présence du Gault très glauconieux et fossilifère, tandis que, dans la partie occidentale et septentrionale de la région, sa présence n'est pas certaine et ne peut se déduire que de la continuité des dépôts.

Au contraire, le Cénomanien se présente partout le même et les conditions de la sédimentation semblent avoir été identiques dans toute la région des Alpes-Maritimes (sauf pour la partie nord-ouest, où se présente la difficulté que j'ai signalée plus haut) ; cette remarquable uniformité paraît être une conséquence de la transgression générale de cet étage, préparée dans la partie orientale de la région par une transgression du Gault. De même, les étages supérieurs, très développés dans toute la région, sont aussi très uniformes dans leur ensemble, malgré les variations locales et peu importantes qu'a signalées M. Fallot ; et, sauf pour les accidents coralligènes rencontrés à l'extrémité nord-ouest du massif du Mercantour, tout le versant méridional de celui-ci paraît avoir constitué une même zone, où les conditions de la sédimentation étaient très uniformes, et dans laquelle les courants froids venant du Nord se sont propagés jusqu'à la côte de la Méditerrannée actuelle, amenant les fossiles caractéristiques des régions septentrionales [53].

Descriptions locales.

1° CRÉTACÉ INFÉRIEUR

Vallée supérieure de la Tinée. — Je n'ai pu établir aucune division dans les marno-calcaires noirs, très puissants, en l'absence de niveaux fossilifères ; j'y ai seulement rencontré, au Mont Demant, une *Hamulina*, indiquant l'existence du Barrémien, et sur le plateau où est construit l'observatoire du Mont Mounier, l'empreinte d'une Ammonite paraissant être une *Sonneratia*.

Vallée supérieure du Var. — Dans les environs de Saint-Martin d'Entraunes, on peut observer très facilement la succession des couches crétacées inférieures, et en particulier sur le trajet de la nouvelle route du Col des Champs, entre Saint-

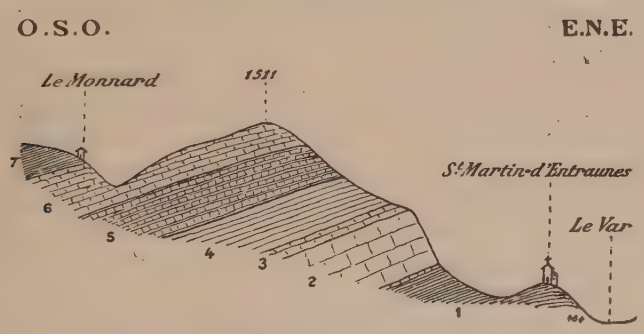


Fig. 14. — Coupe de la partie supérieure du Jurassique et de la base du Crétacé dans la vallée supérieure du Var.

1, Marnes noires oxfordiennes. — 2, Calcaires compacts terminaux du Jurassique. — 3, Calcaires semblables en lits minces (couches de Berrias). — 4, Marno-calcaires schisteux (Valanginien). — 5, Calcaires noirs compacts alternant avec des lits marneux (Hauterivien). — 6, Calcaires marneux gris (Barrémien et base de l'Aptien ?). — 7, Marnes noires aptiennes.

Martin et le Monnard (fig. 14). Au-dessus des calcaires terminaux du Jurassique en gros bancs très compacts et à cassure cireuse, d'une teinte gris de fumée, on rencontre des calcaires très semblables en bancs minces séparés par des lits marneux, qui forment le passage avec une assez puissante série de calcaires très marneux noirs, à surface jaunâtre, et qui se divisent très facilement, non seulement suivant une schistosité parallèle à leur stratification, mais encore suivant d'autres directions ; ces assises, dans lesquelles je n'ai rencontré là que de mauvais exemplaires d'Ammonites pyriteuses, sont au contraire assez fossilifères sur la rive gauche du Var, au Colletas, situé à mi-chemin entre Entraunes et Saint-Martin, où j'ai recueilli la faune très caractéristique des Ammonites pyriteuses du Valanginien :

Hoplites neocomiensis d'Orb.
— *Roubaudi* d'Orb.
— *Thurmanni* d'Orb.
Saynoceras verrucosum d'Orb.
Holcostephanus Astierianus d'Orb.
Haploceras Grasianum d'Orb.
Phylloceras Thetys d'Orb.
— *diphyllum* d'Orb.

Quant aux couches inférieures, qui forment le passage des assises nettement valanginiennes aux calcaires terminaux massifs du Jurassique, bien que je n'y aie rencontré aucun fossile, je les assimilerai aux couches de Berrias, d'après l'identité de faciès et de superposition avec les régions voisines.

Au-dessus de la série très uniforme des calcaires marneux très délitables du Valanginien, se rencontrent des calcaires noirs très compacts et en bancs minces, alternant avec des lits marneux noirâtres ; je n'ai rencontré dans ces assises que quelques exemplaires de Criocères indéterminables spécifiquement. Ces assises se retrouvent plus fossilifères dans les vallées de la Roudoule et du Cians, où leur âge *hauterivien* est très net.

Elles passent, à leur partie supérieure, à des calcaires ternes, rugueux et légèrement marneux, gris et à surface jaunâtre, dans lesquels j'ai rencontré le *Costidiscus recticostatus* d'Orb., qui nous indique que ces assises représentent le *Barrémien*. A leur partie supérieure se rencontrent les marnes noires schisteuses aptiennes ; mais, en l'absence de fossiles dans les couches terminales calcaires et dans ces marnes noires, je n'ai pu déterminer si celles-ci débutent seulement, comme cela a lieu d'ordinaire dans les régions voisines, avec l'Aptien supérieur, l'Aptien inférieur étant représenté par la partie supérieure des calcaires. D'autre part, ces marnes noires se reliant insensiblement au Cénomanien, j'ai été conduit à admettre qu'elles renferment aussi l'Albien.

Le Valanginien est le niveau fossilifère le plus constant de cette série ; on retrouve les mêmes Ammonites pyriteuses en diverses localités, en particulier aux granges de l'Alpe, situées sur la rive gauche du Var, en face de la coupe précédente, et sur le sentier qui va des Moulins à Villeplane, dans le soubassement du Mont-Honorat, où j'ai observé l'*Hoplites neocomiensis*.

D'autre part, j'ai rencontré un Criocère dans la vallée de la Barlatte, en montant de la Pinatelle au Chamoussillon, et dans le Barrémien, à Prat d'Airaud, dans la partie supérieure du vallon du Cantet, un banc riche en Bélemnites tout à fait identique à un banc semblable que j'indiquerai plus loin, auprès de Valdeblore. Les quatre subdivisions précédentes : Valanginien, Hauterivien, Barrémien (et Aptien inférieur ?), Marnes noires aptiennes et albiennes, se retrouvent toujours très nettes dans toute cette région.

Vallée moyenne du Var et vallée inférieure de la Tinée. — Sur toute la bordure méridionale du dôme de la Cime de Barrot, les mêmes subdivisions se retrouvent encore très nettement, et j'ai pu observer en quelques points des fossiles carac-

téristiques ; en particulier, j'ai rencontré, dans l'Hauterivien, quelques mauvais exemplaires de Criocères et de Bélemnites du groupe de *Duvalia Emerici*, dans la vallée de la Roudoule, et une assez riche faune dans la vallée du Cians, au pied du village de Rigaud, dans des calcaires noirs très compacts. Les principales espèces recueillies dans cette localité sont :

Crioceras Duvali Lév.
Crioceras sp.
Belemnites sp.
Rhynchonella sp.

Aux environs de ce village, j'ai aussi recueilli quelques exemplaires d'Ammonites pyriteuses valanginiennes, et M. Rochat, topographe du Service des reboisements, m'a donné d'autres échantillons des mêmes espèces provenant de la berge gauche du ravin de Maras, entre Lieuche et Pradastié. Ces localités m'ont fourni :

Hoplites neocomiensis d'Orb.
— *Roubaudi* d'Orb.
Holcostephanus Astierianus d'Orb.
Haploceras Grasianum d'Orb.
Phylloceras sp. indet.

Dans le ravin situé au sud du village de Rigaud, j'ai trouvé au milieu des marnes noires aptiennes une petite Bélemnite (*Bel. minimus*).

Un peu à l'est de ce point, avant d'arriver à la vallée de la Tinée, les marnes noires en question diminuent progressivement d'importance, et ce sont les calcaires alternant avec des marnes noires, très caractéristiques du Cénomanien, qui reposent directement sur les calcaires barrémiens. Aux environs d'Ilonse, et en particulier sur le grand chemin muletier qui descend de ce village à la Bollinette, on retrouve très nettement les couches de passage entre le Jurassique et le Crétacé, puis le Valanginien, l'Hauterivien et le Barrémien, avec des caractères semblables à ceux que je viens de décrire.

Aux environs de Valdeblore, c'est-à-dire dans la région où le Jurassique devient entièrement calcaire, le Crétacé inférieur présente une modification assez semblable, et les subdivisions précédentes y deviennent très difficiles à distinguer par leurs caractères pétrographiques. Sur le plateau de Libre, situé sur la rive gauche du ravin de Bramafame, en face du village de Rimplas, on trouve, immédiatement au-dessous du Cénomanien et paraissant assez corrodés à leur partie supérieure, les bancs calcaires qui terminent le Crétacé inférieur en ce point ; dans les plus supérieurs de ces bancs calcaires très compacts, j'ai recueilli des formes barrémiennes très nettes :

Costidiscus recticostatus d'Orb.
Lytoceras Phestus Math
Nautilus sp. indet.

et l'un des bancs terminaux est absolument pétri de Bélemnites, malheureusement indégageables.

Au pied du versant nord du Mont Viroulet, à mi-chemin entre la Bolline et Saint-Dalmas, j'ai recueilli, vers le milieu de la série des calcaires néocomiens et barrémiens, l'*Hoplites cryptoceras* d'Orb., qui démontre d'une manière suffisante l'existence de l'Hauterivien.

Les mêmes subdivisions, avec les différences de faciès très nettes qui existent vers l'ouest, se retrouvent encore vers la Colmiane, sur la crête qui sépare les vallées de la Tinée et de la Vésubie, puis au voisinage immédiat de Venanson, au sud de ce village.

Dans la bande crétacée située sur le flanc nord de l'anticlinal jurassique du Gourdan et du Mont Vial, on peut retrouver très facilement les mêmes subdivisions, et il serait trop long d'en donner de nouveau la description; le seul fait intéressant à indiquer est que les marnes noires intercalées entre le Barrémien et le Cénomanien s'y prolongent vers l'est plus loin que dans la bande précédente, car elles traversent la vallée de la Tinée au voisinage de Roussillon et se poursuivent jusqu'auprès d'Utelle.

Un autre fait intéressant à signaler est le changement graduel de coloration de ces diverses assises quand on se dirige vers le sud ; leur coloration devient en effet beaucoup plus claire dans le bassin de l'Estéron et au voisinage de Montblanc et, d'autre part, le Valanginien et l'Hauterivien se confondent davantage en une série uniforme et plus marneuse que le Barrémien, qui s'en sépare nettement par un relief assez accentué et devient en même temps assez souvent glauconieux. Le faciès de ces assises est absolument le même que sur la feuille de Castellane, abstraction faite du faciès à Spatangues, que je n'ai pas rencontré.

M. Fallot a donné déjà la coupe de ces assises au voisinage de Montblanc et signalé dans les marnes noires aptiennes :

Desmoceras Emerici Rasp.
Douvilleiceras Martini d'Orb.
Hoplites Dufrenoyi d'Orb.
Cerithium Lallierianum d'Orb.

Ces marnes noires reposent là directement sur les calcaires barrémiens, *à la partie supérieure desquels* se rencontre le *Desmoceras difficile*, dont la présence indique qu'en ce point l'Aptien inférieur n'est pas calcaire. M. Fallot admet l'absence du Gault, qui ne me paraît nullement démontrée, car les marnes noires passent au Cénomanien sans trace d'une discontinuité quelconque dans la sédimentation.

Dans toute la région de l'Estéron, les fossiles les plus communs dans le Barrémien sont les *Desmoceras*, et en particulier le *Desm. difficile*, souvent accompagnés de Bélemnites du groupe des *Duvalia*, de Céphalopodes déroulés (*Crioceras*, *Ancyloceras*), et aussi de gros Nautiles, malheureusement indéterminables. J'ai rencontré ces diverses espèces en un certain nombre de localités, et particulièrement à l'ouest de Briançonnet, sur la route de Saint-Auban ; au sud des Mujouls, sur la rive droite de l'Estéron, au pied du sentier des bastides de la Villette, où j'ai recueilli, dans certains bancs glauconieux particulièrement

riches en Bélemnites et presque pétris de ces fossiles en fragments souvent roulés et usés :

Belemnites Grasianus Duv.
id. *platyurus* Duv.
id. cf. *beskidensis* Uhl.
id. cf. *pistilliformis* Rasp.

accompagnées d'Ammonites, parmi lesquelles se rencontre surtout le *Desmoceras difficile* d'Orb. Ces fossiles se retrouvent au voisinage de Sallagriffon et de Sigale ; en particulier, j'ai trouvé, à 200 mètres environ à l'est du pont de Riolans, sur la route d'Aiglun à Roquestéron, une faune assez riche dans un banc glauconieux (*Desmoceras difficile* d'Orb., *Phylloceras Thetys* d'Orb., *Holcodiscus* sp., *Ancyloceras* sp., de très gros *Crioceras*, etc.), et sur la route de Roquestéron à Sigale le *Crioceras Emerici* d'Orb., etc. Dans toute cette région, l'intercalation de bancs glauconieux devient très fréquente, surtout à la partie supérieure du Barrémien, et l'on peut constater que les fossiles sont d'ordinaire presque exclusivement localisés dans ces bancs, tandis que les bancs calcaires en sont à peu près complètement dépourvus.

Région située à l'est de la Vésubie. — La constitution du Crétacé inférieur dans les vallées du Paillon, de la Bevera et de la Roya a été indiquée déjà dans le compte-rendu de l'excursion de la Société géologique à Saint-Laurent, au pied du Col de Braus [**45**], ainsi que par M. Fallot [**53**] et par M. Potier, dans la légende des feuilles de Saorge et de Pont Saint-Louis [**50**]. N'ayant aucun détail nouveau à ajouter à cette description, je me contenterai de rappeler l'extrême réduction des calcaires correspondant au Néocomien et au Barrémien, surmontés directement par les couches très glauconieuses, souvent constituées presque uniquement par ce minéral, qui renferment la faune albienne trouvée à St-Laurent et à Eze.

J'ai retrouvé le même faciès en tous les points où j'ai pu observer la base de la série crétacée, et particulièrement auprès de la Cime de Penas, située au N.O. de Sospel, dans le grand ravin qui descend de Peira Cava, et d'autre part, à l'est de Sospel, au poste de douane de Bassera, sur le chemin d'Olivette, où se rencontrent dans les couches glauconieuses de grosses Ammonites malheureusement indéterminables.

Il est intéressant de signaler que le même faciès se retrouve identique dans le voisinage immédiat de Lantosque, dans la vallée moyenne de la Vésubie, où il s'observe sur la rive gauche de ce torrent, à l'entrée du vallon de St-Colomban.

Dans toute la région où se présente ce faciès, comme les couches glauconieuses albiennes sont généralement très réduites d'épaisseur et n'auraient pu être que difficilement distinguées sur la carte géologique et sur les coupes qui accompagnent ce travail, et comme, d'autre part, elles paraissent plus intimement liées avec le Cénomanien qu'avec les assises inférieures, à cause de la lacune probable qui les sépare de ces dernières, je les ai réunies avec le Cénomanien sous une teinte unique avec la notation $c^{3\text{-}4}$.

2° CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Les caractères et la succession des assises crétacées supérieures ont été indiqués déjà, pour toute la partie méridionale de la région, dans le mémoire de M. Fallot [53] ; ces caractères sont très uniformes et je les ai résumés précédemment. Ces terrains occupent des surfaces considérables, ainsi que le montre la carte géologique (Pl. VIII) et sont partout très reconnaissables à leurs faciès pétrographiques ; je me bornerai à indiquer ici leurs caractères généraux, renvoyant, pour les différences locales, au mémoire de M. Fallot.

Le *Cénomanien*, au nord de l'Estéron, à partir duquel commence le faciès à Ostracées, est très uniformément constitué par des alternances de lits marneux noirs, assez semblables aux marnes noires aptiennes, et de bancs de calcaire marneux, gris à l'intérieur, jaunâtre à l'extérieur et présentant une surface mamelonnée. Dans les points où existent les marnes noires aptiennes et albiennes, la séparation est assez difficile à mettre entre ces marnes et le Cénomanien : je pense toutefois qu'il faut faire commencer cet étage avec l'apparition des bancs de calcaires intercalés dans les marnes noires, car sur l'un des premiers de ces bancs, j'ai rencontré, dans la vallée de la Roudoule, ainsi que je l'ai dit plus haut, l'*Anisoceras armatum*, fossile caractéristique de la base du Cénomanien.

Dans le bassin de l'Estéron, au nord de ce cours d'eau, le même fait a lieu pour le Cénomanien que pour le Barrémien, c'est-à-dire qu'il s'y intercale des bancs glauconieux ; ces bancs renferment d'assez nombreuses Rhynchonelles.

Le fossile le plus caractéristique et le plus constant du Cénomanien est l'*Acanthoceras rotomagense*, accompagné souvent de formes extrêmement voisines, ainsi que l'*Holaster subglobosus*. Aux localités fossilifères signalées par M. Fallot, j'ajouterai la vallée de la Roudoule, près de Puget-Théniers, où j'ai recueilli *Acanthoc. rotomagense*, *Holaster subglobosus*; le quartier de Ve la Crota, à l'est d'Ascros, où se retrouvent, en plus des deux formes précédentes, qui se rencontrent dans un état de conservation beaucoup plus satisfaisant que d'ordinaire dans la région, la *Schlœnbachia varians* et des Gastropodes indéterminables ; les environs de Saint-Auban, où se rencontre fréquemment l'*Acanthoceras rotomagense*; la descente du Col de Lode vers le S.E., sur la rive gauche du ravin qui descend de ce col pour se réunir au Paillon, au pied de la Cime de Rocca Seira, etc.

Dans les quelques courses que j'ai faites au sud de Saint-Auban et de Roquestéron, j'ai rencontré, à la partie supérieure du Cénomanien, l'*Ostrea columba* très abondante dans certains bancs, tandis que je n'ai pu la retrouver au contraire plus au nord.

Comme résumé à cette rapide description, on voit donc que, dans la majeure partie de la région que j'ai parcourue, le Cénomanien présente une uniformité très remarquable, conséquence de la transgressivité générale de cet étage ; ainsi que je l'ai indiqué plus haut, ce n'est guère que dans les vallées supérieures du

Var et de la Tinée qu'il cesse d'être reconnaissable. Au-dessus des marnes noires extrêmement puissantes dans cette région, qui sont d'ordinaire inférieures au Cénomanien, vient immédiatement une très puissante série de calcaires durs, d'une teinte gris bleuté, se présentant en petits bancs très réguliers et qui sont immédiatement surmontés par les dépôts nummulitiques ; comme je n'ai rencontré aucun fossile dans ces assises, il m'est impossible de déterminer avec certitude à quels étages elles correspondent et en particulier si le Cénomanien se trouve représenté à leur base. Toutefois, comme je n'ai observé aucune trace de discontinuité dans la sédimentation, je considère comme très probable que ces calcaires représentent le Crétacé supérieur et je les ai indiqués, sur la carte géologique qui accompagne ce travail (Pl. VIII), avec la notation c^{4-6}, c'est-à-dire comme devant représenter le Cénomanien, le Turonien et le Sénonien. Je ne considère d'ailleurs cette assimilation que comme provisoire, et j'espère, dans une exploration ultérieure, observer le passage latéral entre les deux faciès ; peut-être une partie du Cénomanien est-elle représentée par la partie supérieure des marnes noires, plus épaisses en cette région que d'ordinaire, mais que j'ai toutefois notées provisoirement c^{2-3} comme plus au sud.

Cénonomanien transformé en gypse. — Le long de la route qui suit le Var, au-dessus du Pont de Gueydan, un kilomètre après avoir dépassé Enriez et jusqu'un peu au-delà de la bifurcation du chemin de Sausses à l'auberge Pellegrin, c'est-à-dire sur 1 kilomètre et demi environ, on observe des gypses très différents d'aspect de ceux du Trias qu'on rencontre au voisinage de Daluis. Au lieu d'être blancs et saccharoïdes comme ces derniers, les gypses en question se présentent en cristaux lamelleux, simples ou groupés en rosettes, blancs, rouges ou noirâtres, et disséminés au milieu de marnes noires ; d'autre part, il n'existe aucune stratification apparente dans toute cette masse. Mais si l'on examine la coupe fournie par le vallon de Sausses au voisinage de la grande route, on observe nettement que ces gypses mélangés de marnes noires passent latéralement aux sédiments normaux du Cénomanien, qui présentent des alternances répétées de marnes noires et de calcaires marneux en bancs très bien lités. Les couches cénomaniennes sont, de part et d'autre de cet affleurement de gypse, presque horizontales et il n'existe aucune dislocation importante en ce point ; il est très facile de se convaincre qu'il ne s'agit pas d'un dépôt de gypse contemporain du Cénomanien, mais d'une transformation des calcaires de cet étage produite postérieurement à leur dépôt. Quand on examine le contact entre le Cénomanien inaltéré et la partie gypseuse, contact qui se présente dans son ensemble commme très net et presque à l'emporte-pièce, on voit que les bancs calcaires ont été transformés en gypse et que les bancs marneux se prolongent dans la masse gypseuse sur une très faible distance sans avoir subi une semblable transformation. Puis la stratification disparaît complètement et l'on observe un mélange absolument confus de ces marnes avec des cristaux de gypse qui se sont développés aux dépens du calcaire; mais il n'est pas rare d'y trouver encore, surtout dans le voisinage immédiat du contact, des fragments calcaires très corrodés

et manifestement en voie de dissolution. Il est de toute évidence que l'on a affaire à une transformation des calcaires cénomaniens produite, soit par l'action d'eaux sulfureuses, soit encore suivant le mode indiqué par M. Marcel Bertrand, d'après M. Le Chatelier, pour la transformation des calcaires du Trias, c'est-à-dire par des eaux qui se seraient saturées d'anhydrite en profondeur, en traversant le Trias, et qui auraient ensuite abandonné du gypse à l'état cristallisé en dissolvant les calcaires du Cénomanien [1].

Bien qu'il existe non loin de là, près de Daluis, une source sulfureuse, la seconde hypothèse me paraît beaucoup plus vraisemblable, surtout pour un autre affleurement de gypse très analogue au précédent, et dont je vais dire quelques mots. Cet affleurement, d'ailleurs très réduit, se rencontre sur la rive gauche du Var, à 3 kilomètres en aval de Puget-Théniers, et a été exploité pour la construction du chemin de fer (plâtrière du Gralet) ; sur la rive droite du Var, exactement en face de cet affleurement, la berge est formée par les cargneules et les gypses triasiques qui constituent le soubassement du plateau du Breuil, et dans une note antérieure j'avais rapporté les gypses de la rive gauche à la même série. Mais, toutefois, il existe une grande différence d'aspect entre les gypses du Gralet, en cristaux lamelleux de coloration variée, d'ordinaire rougeâtres, très enchevêtrés et mélangés de parties marneuses noirâtres, et ceux du Breuil, blancs et grenus et toujours accompagnés de cargneules, qui ne se retrouvent pas sur la rive gauche. Cette dissemblance avait produit dans mon esprit des doutes qui se sont précisés lorsque j'eus étudié l'affleurement précédent ; ces gypses se présentent là encore dans le prolongement de dépôts cénomaniens identiques à ceux de Sausses, mais on ne peut suivre la continuité, interrompue par le grand cône de déjection du Gralet d'une part, et par les graviers du Var d'autre part. Les cargneules et les gypses triasiques de la rive droite chevauchent très fortement en ce point vers le nord, par suite d'un accident tectonique que je décrirai plus loin (Pl. IV, fig. 9), et ils ont dû venir ainsi jusqu'au voisinage immédiat des dépôts cénomaniens, sinon même au-dessus d'eux ; aussi me paraît-il très vraisemblable que les gypses de la rive gauche du Var résultent d'une transformation des dépôts cénomaniens, sous l'action d'eaux ayant traversé les sédiments triasiques qui leur étaient superposés.

Les étages supérieurs (*Turonien* et *Sénonien*) présentent d'ordinaire une puissance énorme et une extrême monotonie ; malgré de nombreuses recherches, je n'ai pas été plus heureux que M. Fallot au sujet de leur délimitation. Aussi, n'ayant, pour toute la région qu'il a étudiée et pour celle du Col de Braus, dont la coupe a été donnée par M. Potier [**43**, p. 808], aucun fait important à signaler, me reporterai-je à la description qu'ils en ont donnée.

Je ferai seulement remarquer que, dans diverses localités où M. Fallot avait émis l'hypothèse que cette série pouvait être incomplète vers sa partie supérieure, j'ai acquis la conviction que ce fait résulte d'un arasement postérieur, car je montrerai plus loin que les terrains nummulitiques sont très souvent en

[1] *B.S.G.F.*, 3e sér., t. XXII, p. 76 (note infrapaginale).

discordance angulaire sur leur substratum et reposent sur les divers niveaux du Crétacé et même sur le Jurassique en divers points. Ce n'est que dans le centre des synclinaux, comme cela a lieu par exemple à Puget-Théniers, qu'il existe une concordance absolue entre les dernières assises crétacées et les couches nummulitiques ; mais quand on peut observer le Nummulitique à quelque distance, il est facile de se convaincre de cette discordance, tantôt visible sur une coupe réduite, tantôt inappréciable dans ces conditions, mais ressortant d'une coupe un peu prolongée.

Dans ces conditions, on conçoit d'ailleurs que, même dans les points où la concordance est parfaite, il ne s'ensuit pas que toutes les assises crétacées qui se sont déposées aient été conservées ; il est infiniment plus probable que les assises terminales ont été enlevées jusqu'à une certaine profondeur, variable dans les divers synclinaux et même d'un point à l'autre de l'axe d'un même synclinal. Cette circonstance, jointe à la rareté dans les assises supérieures de fossiles déterminables, autres que des *Micraster* écrasés ou des Inocérames de grande taille, se rencontrant sur des bancs de calcaires marneux extrêmement délitables et qu'il est à peu près impossible d'obtenir entiers, ou encore de Spongiaires calcaires encroûtés de calcaire marneux et qu'on ne peut par suite étudier par décalcification, rend extrêmement difficile la détermination, en chaque point, du niveau terminal sur lequel repose le Nummulitique.

Seules, des recherches très longues et assez monotones, qui seraient sorties du cadre de ce travail, permettront peut-être de le faire ; sur la carte géologique qui accompagne cette description, j'ai indiqué uniformément les diverses assises supérieures au Cénomanien par une même teinte et je les ai désignées par le même indice c^{5-6}, correspondant au Turonien et au Sénonien, sans que cette teinte indique, en un point déterminé, que la série y soit complète.

D'une manière générale, on peut indiquer, au point de vue pétrographique, la succession suivante des assises, qui est d'ailleurs celle signalée déjà par M. Fallot ; un des meilleurs points pour observer cette succession est la vallée de la Roudoule, au nord de l'affleurement synclinal de Nummulitique qui se rencontre presque à la sortie de Puget-Théniers.

Au-dessus du Cénomanien, très reconnaissable et d'ailleurs fossilifère, vient une puissante série de calcaires extrêmement compacts et parfois siliceux, de teinte claire, souvent presque blanchâtre, à la surface et d'un gris bleu plus ou moins foncé à l'intérieur ; les lits marneux qui séparent les bancs calcaires, d'épaisseur très régulière, sont extrêmement réduits et parfois absents. Ces assises, dans lesquelles je n'ai rencontré qu'une Ammonite indéterminable, représentent vraisemblablement le Turonien, ainsi que l'a admis M. Fallot[1]. Elles sont surmontées par une puissante série de marnes d'un gris bleuâtre, alternant avec des lits de calcaire marneux extrêmement friable, où ne se rencontrent guère que de

[1] La présence du Turonien dans la région est d'ailleurs démontrée par une forme caractéristique (*Mammites* cf. *Rochebrunei*), provenant d'un ravin situé au S.E. d'Ascros, mais que je n'ai malheureusement pas recueillie en place.

grands Inocérames et des *Micraster* extrêmement frustes et presque toujours très écrasés ; M. Ambayrac rapporte ces *Micraster*, sans aucun point de doute, au *Micr.gibbus* ; quant à moi, je serai beaucoup moins affirmatif, et d'ailleurs, ayant communiqué mes échantillons à M. Cotteau, un peu avant sa mort, celui-ci n'avait voulu hasarder aucune détermination.

Dans les bancs tout à fait supérieurs, aussi bien près du cimetière de Puget-Théniers que sur la rive droite du Var, en remontant un peu le ravin qui servait autrefois de frontière entre la France et l'Italie, on trouve certains bancs absolument pétris de Spongiaires, d'ailleurs tout à fait indéterminables. Quoi qu'il en soit, si la rareté et le mauvais état de conservation des fossiles rencontrés dans ces couches ne permet pas de déterminer avec certitude leur niveau exact, il n'en est pas moins certain qu'elles représentent le Sénonien.

Vers l'est de la région, dans les vallées du Paillon et de la Bevera, la séparation si tranchée en deux séries superposées, l'une calcaire et l'autre très marneuse, devient beaucoup moins nette, et le faciès des couches crétacées supérieures au Cénomanien y est très uniforme de la base au sommet. Ce sont des calcaires marneux, de teinte claire et même blanchâtre à l'extérieur, d'un gris bleuté sur la cassure, alternant avec des lits marneux plus ou moins développés.

Vers le nord, au contraire, dans les hautes vallées du Var et de la Tinée, se rencontrent, ainsi que je l'ai dit plus haut, des calcaires très compacts, gris bleuté, dans lesquels je n'ai rencontré aucun fossile, malgré l'énorme développement de ces assises.

Plus au nord encore, sur le versant italien, M. Portis avait signalé depuis longtemps déjà la présence de calcaires à Hippurites reposant directement sur le Jurassique supérieur, et récemment M. Douvillé a déterminé ces Hippurites siliceux, qui se détachent en saillie à la surface des bancs calcaires exposés aux agents atmosphériques, comme appartenant au groupe de l'*Hipp. Moulinsi* [87]. La vue de ces échantillons, que M. Douvillé a bien voulu me communiquer, m'a rappelé d'une manière frappante l'aspect de certains calcaires que j'avais rencontrés dans le torrent de l'Alpe, en face du hameau de Bouzieyas. Dans tous les points avoisinants, les calcaires nummulitiques reposent directement sur les marnes noires oxfordiennes ; mais, dans ce point, au-dessous de l'escarpement formé par les calcaires nummulitiques, j'avais été très étonné de rencontrer d'autres calcaires, d'ailleurs assez peu épais, très compacts et présentant sur leur surface de semblables accidents siliceux. Aucun d'eux ne m'ayant montré une forme rappelant une section de fossile, j'avais pensé qu'il s'agissait simplement de concrétions siliceuses, comme il s'en rencontre en divers points dans le Jurassique supérieur ; mais la vue des échantillons de M. Portis ne me laissa aucun doute sur l'identité des deux calcaires. Il faut d'ailleurs remarquer que, parmi les divers échantillons en question, deux seulement présentent une forme reconnaissable ; aussi est-il possible que, dans les excursions qui me restent à faire pour achever le tracé des contours au 1 : 80.000°, mon attention ayant été attirée spécialement sur ces calcaires, j'y trouverai peut-être des formes déterminables.

Rôle orographique et distribution du Crétacé.

Les régions occupées par les terrains crétacés sont beaucoup plus uniformes d'aspect que les régions constituées par les terrains plus anciens, à cause de la plus grande similitude de faciès que présentent les divers niveaux. Toutefois les calcaires marneux, surtout ceux du Barrémien et du Turonien, sont capables de donner des reliefs assez marqués ; au contraire, les marnes noires aptiennes, lorsqu'elles existent, et, à un moindre degré, les marnes cénomaniennes alternant avec des bancs calcaires, sont d'ordinaire assez profondément ravinées. Aussi, d'une façon générale, on rencontre dans toutes les coupes, au-dessus de l'escarpement formé par les calcaires du Jurassique, des pentes plus adoucies formées par les calcaires marneux du Néocomien et du Barrémien ; le dernier banc calcaire de cette série est d'ordinaire décapé sur une assez grande largeur et l'on rencontre une dépression importante correspondant aux marnes noires aptiennes (et albiennes?), surtout lorsque les couches plongent un peu fortement, ce qui est le cas habituel. Ensuite vient un autre relief, souvent très important, qui commence à sa base par un talus assez peu incliné correspondant au Cénomanien, surmonté d'une falaise parfois verticale formée par les calcaires turoniens, eux-mêmes couronnés par les marnes alternant avec des bancs calcaires du Sénonien, qui forment des pentes plus adoucies ; le rôle important des calcaires turoniens dans la constitution des reliefs est bien mis en évidence par la façon dont ils se comportent dans les vallées du Cians et de la Tinée, qui les entament en donnant de véritables cañons à parois verticales.

Dans la partie septentrionale de la région, c'est-à-dire vers l'extrémité supérieure des vallées du Var et de la Tinée et dans le massif de Sanguinière, qui les sépare l'une de l'autre, nous avons vu que le faciès du Crétacé supérieur varie un peu ; les marnes noires, plus développées que vers le sud, sont immédiatement surmontées par la falaise calcaire que forme toute la partie supérieure du Crétacé. L'ensemble de ces couches constitue une cuvette synclinale et le plongement y est d'ordinaire dirigé vers un point central, qui coïncide à peu près avec la Tête de Sanguinière; elles sont d'ailleurs recouvertes, sur la plus grande partie de cette cuvette, par les grès tertiaires et, sauf dans le pourtour de ce massif, elles n'apparaissent que dans le fond des vallées profondes. Il existe quelques affleurements isolés du Crétacé inférieur en dehors de la masse principale, à la Cime de la Bercia et au Triboulet, et enfin il s'en détache un important rameau qui constitue la chaîne du Mounier jusqu'un peu au-delà de ce sommet, ainsi que le chaînon de la Cime de l'Aspre, où ces couches présentent très nettement une disposition en dôme et servent de couverture à l'extrémité orientale du bombement jurassique observé dans la vallée du Var, au voisinage d'Entraunes.

Cet affleurement traverse le Var entre Entraunes et Saint-Martin d'Entraunes et passe sur la rive droite, où il forme le soubassement de la chaîne qui vient de

Colmars et se dirige vers le Mont Saint-Honorat, bordant vers l'ouest le dôme de Barrot; dans cette chaîne, le Crétacé supérieur présente le même faciès que dans les environs de Puget-Théniers et on y retrouve un exemple très net du rôle orographique des divers terrains que j'ai indiqué plus haut. Les calcaires néocomiens et barrémiens forment un relief à peu près continu, qui borde la rive droite du Var depuis la Pointe de la Figulière jusqu'au sommet 1618, à l'ouest de Sauze; une dépression correspondant aux marnes aptiennes isole ce chaînon de la chaîne principale, formée par les divers niveaux crétacés supérieurs et couronnée par les grès tertiaires. Plus au sud, le Crétacé se prolonge très loin et est affecté, au sud-ouest du dôme de Barrot, d'accidents tectoniques assez complexes sur lesquels j'insisterai dans la description des plis de la région.

Jusqu'au voisinage des confluents de la Tinée et de la Vésubie, où se présentent les accidents très variés dont j'ai dit quelques mots à propos du Jurassique et auxquels participent aussi les dépôts crétacés, la vallée du Var moyen est presque entièrement constituée par la série crétacée. Ces dépôts forment une bande synclinale, dans le centre de laquelle se rencontrent de place en place les sédiments éogènes et qui s'étend depuis la limite occidentale de la feuille de Nice jusqu'à la vallée moyenne de la Vésubie, bordant au sud le dôme de Barrot, puis le massif cristallin.

Le rôle orographique des divers niveaux crétacés y est d'une extrême netteté ; sur le flanc nord du synclinal, les calcaires barrémiens forment un relief continu, que j'ai indiqué précédemment dans l'Introduction géographique, et qui se suit depuis la Cime du Content, près de Daluis, jusqu'à la Condamine, hameau de Venanson, successivement traversé par le Var, la Roudoule, le Cians et la Tinée. De même, les calcaires crétacés supérieurs forment un relief analogue, plus important que le précédent, auquel il est parallèle dans la partie située à l'est de la Roudoule, depuis le Mont Aulaforte jusqu'au Mont Caire Gros et même à la Tête de Siruol. Ces deux reliefs sont séparés l'un de l'autre par une dépression assez accentuée, tant que se rencontrent les marnes noires aptiennes ; ils sont ensuite moins distincts et forment pour ainsi dire deux étages successifs d'un même relief, lorsque ces marnes n'existent plus et que seul le Cénomanien produit entre eux un adoucissement des contours. A l'ouest de la Roudoule, ces deux reliefs s'écartent l'un de l'autre, celui du Barrémien se dirigeant vers le N.O. en contournant le dôme de Barrot, celui du Turonien se prolongeant au contraire vers le S.O. ; mais, entre les deux, vient s'intercaler une autre crête de Crétacé supérieur, qui forme une boucle fermée au Signal de Soumaure, en entourant une cuvette synclinale dans laquelle se rencontrent les dépôts tertiaires. Sur le flanc sud du grand synclinal précédent, on retrouve encore, du moins dans sa partie occidentale, deux reliefs analogues aux précédents et disposés symétriquement, mais moins nets, et j'ai déjà signalé l'existence d'une boucle continue formée par la crête du Crétacé supérieur et entourant l'extrémité occidentale du synclinal.

Dans le bassin de l'Estéron, le rôle des divers niveaux crétacés, au point de vue du relief qu'ils produisent, est sensiblement le même que celui que je viens d'in-

diquer et je me contenterai de signaler très rapidement leur répartition. Nous avons vu qu'au sud du grand anticlinal qui est jalonné par la chaîne du Gourdan et du Mont Vial, les calcaires jurassiques n'occupent qu'une assez faible surface et n'apparaissent que dans l'axe d'accidents anticlinaux. D'autre part, les dépôts tertiaires sont surtout localisés, comme nous le verrons plus loin, dans deux importantes cuvettes synclinales, l'une s'étendant de Briançonnet à Ascros, l'autre située au voisinage de Roquestéron et de Pierrefeu, et en outre ils forment une bande étroite qui suit le pied de l'anticlinal du Mont Vial et est en contact direct avec les terrains jurassiques et triasiques qui occupent l'axe de cet anticlinal. Toute la surface intermédiaire entre ces affleurements jurassiques et nummulitiques est occupée par les terrains crétacés; les niveaux inférieurs présentent une disposition anticlinale autour des affleurements jurassiques, et au contraire, les niveaux supérieurs ont une allure synclinale autour des cuvettes occupées par les dépôts tertiaires, avec lesquels ils sont *à peu près* concordants, au moins dans leur centre ; les espaces intermédiaires forment des surfaces gauches qui raccordent les accidents anticlinaux et synclinaux elliptiques, disposés d'une façon très irrégulière.

Les dépôts crétacés inférieurs sont presque seuls représentés à la limite occidentale de cette région : au voisinage de Briançonnet, ils se divisent en deux bandes qui se dirigent vers l'est. L'une d'elles borde le flanc méridional de l'anticlinal du Gourdan jusqu'au Mont Rorebel, à partir duquel le Crétacé supérieur, puis le Nummulitique, viennent en contact direct avec le Jurassique ; à travers la dépression de l'axe de cet anticlinal que j'ai signalée à propos du Jurassique, ils se relient avec ceux du flanc nord de l'anticlinal, c'est-à-dire du flanc sud du grand synclinal de Puget-Théniers. La seconde bande, plus importante, se prolonge vers l'est, jusqu'à Roquestéron et Cuébris, et entoure les nombreux affleurements jurassiques qui s'y rencontrent ; dans son prolongement, se retrouve un autre affleurement de Crétacé inférieur, qui entoure le Jurassique isolé du Mont Carbonnière. Enfin, une troisième bande, parallèle à la précédente, se rencontre au sud du village d'Aiglun et se prolonge vers l'est jusqu'au Var, par Gilette, en formant le flanc nord de l'anticlinal des Bois du Cheiron, que j'ai signalé déjà à propos du Jurassique.

Le Crétacé supérieur, au contraire, se trouve surtout localisé vers l'est de la région de l'Estéron, dans les intervalles compris entre les trois bandes précédentes et, lorsque la seconde a cessé, il occupe toute la largeur de la région de l'Estéron, entre les anticlinaux du Mont Vial et des Bois du Cheiron. Il présente de la sorte deux digitations importantes vers l'ouest : l'une se prolonge jusqu'au voisinage de Briançonnet et est en grande partie recouverte par la cuvette tertiaire qui en occupe le centre; l'autre, plus méridionale, se prolonge dans la vallée de l'Estéron jusqu'à Aiglun, puis dans la vallée de la Gironde, séparant les deux dernières bandes de Crétacé inférieur que j'ai indiquées. A l'est de Cuébris, ces deux bandes de Crétacé supérieur se réunissent en une seule, mais une large surface est recouverte par les dépôts nummulitiques de la cuvette de Pierrefeu ; cette bande se resserre progressivement vers l'est, se bifurquant momentanément

à cause de l'existence de l'affleurement jurassique du Mont Carbonnière et de sa ceinture de Crétacé inférieur, puis elle se termine sur la rive droite du Var, sans même atteindre le fond de la vallée, où viennent en contact les dépôts jurassiques et triasiques des deux anticlinaux du Mont Vial et des Bois du Cheiron.

Laissant de côté la région de la Vésubie inférieure, où les dépôts crétacés participent à des plis très compliqués et dont les affleurements ne peuvent être indiqués que simultanément avec la description de ces plis, qui sera donnée dans le chapitre consacré à la tectonique, j'aborderai la région située à l'est de l'affleurement triasique de la Vésubie moyenne et de la chaîne du Mont Férion ; c'est cette région que j'ai désignée plus haut sous le nom de région de la Bevera ou plus exactement *d'aire synclinale de la Bevera*, comme nous le verrons plus loin.

L'extrême réduction du Crétacé inférieur fait que son rôle orographique y est à peu près nul et que sa distribution se déduit très exactement de celle du Jurassique supérieur, qu'il accompagne partout ; d'autre part, l'uniformité beaucoup plus grande des faciès du Crétacé supérieur, où le Sénonien est plus calcaire qu'à l'ouest et ne se distingue pas du Turonien au point de vue orographique, est cause que le relief est surtout fonction des affleurements triasiques et jurassiques, dont j'ai parlé déjà, et des affleurements tertiaires, que je signalerai plus loin.

Le seul caractère important est fourni par la profondeur des ravins entamant les dépôts crétacés supérieurs, qui occupent la plus grande partie de la superficie de cette région ; cette intensité remarquable de l'érosion tient manifestement à la grande proximité des sommets, dépassant quelquefois 2000 mètres, et de points où le niveau des cours d'eau est déjà très bas (le Paillon à l'Escarène, 333 mètres ; la Bevera à 4 kilomètres en amont de Sospel, 398 mètres ; la Roya à la Giandola, 290 mètres).

D'autre part, l'allure des dépôts crétacés supérieurs est, comme dans la région de l'Estéron et même à un degré plus accentué encore, extrêmement irrégulière ; dans la partie de ce travail relative à la tectonique, j'indiquerai les principaux accidents qu'on y rencontre. Quant à leur étendue, elle ressort de celle des terrains plus anciens, que j'ai décrits précédemment, abstraction faite aussi de l'emplacement des affleurements tertiaires ; les principaux de ceux-ci, sur lesquels je reviendrai d'ailleurs, sont deux grandes cuvettes, l'une formant le couronnement de l'importante crête de Peira-Cava, depuis Luceram jusqu'à l'Aution et au Mont Ventabren, l'autre occupant la vallée du Paillon de Contes en aval de Coaraze ; d'autres affleurements moins importants, toujours en forme de cuvettes, se rencontrent au voisinage de l'Escarène, au Col de Braus et au nord de Sospel. Comme dans la région de l'Estéron, le Crétacé supérieur se modèle, d'une part, sur les accidents anticlinaux qui amènent au jour le Trias et le Jurassique avec lequel il est concordant, et d'autre part il se raccorde aussi *très sensiblement* avec les cuvettes synclinales occupées par les dépôts nummulitiques, ainsi que nous le verrons plus loin.

G. ÉOGÈNE (NUMMULITIQUE).

Généralités. — Les derniers sédiments marins que l'on rencontre dans la région que j'ai étudiée débutent, en beaucoup de points, par les couches à *Nummulites perforata*, et l'arrivée de la mer nummulitique dans les Alpes Maritimes date du mouvement général de transgression qui s'est produit à cette époque dans le bassin méditerranéen. La nature lithologique des sédiments, dans les divers affleurements que j'ai étudiés, est assez variable ; mais on constate que partout il existe une série absolument continue et que cette série se termine toujours, lorsqu'elle est complète à sa partie supérieure, par des sédiments arénacés revêtant généralement le faciès classique du flysch. En l'absence de restes organiques dans les dépôts terminaux, il est bien difficile de fixer leur limite supérieure ; mais le fait qu'en un certain nombre de points ces sédiments arénacés sont superposés aux couches de l'Eocène supérieur semble indiquer que leur grande masse doit être oligocène, bien que localement le faciès arénacé ait pu commencer plus tôt (il existe même des points où toute la série des dépôts tertiaires est à l'état arénacé). D'autre part, il s'est produit un mouvement ascendant général de toute la région, accompagné de plissements, avant le dépôt du Miocène, qui est rejeté plus au sud, au pied d'une falaise produite par ce plissement; par suite, ces dépôts ne semblent pas devoir dépasser l'Oligocène.

Les sédiments nummulitiques ne se rencontrent actuellement qu'en affleurements isolés, dans le centre de synclinaux, et ils y paraissent au premier abord absolument concordants avec les dépôts crétacés supérieurs ; mais toutefois, j'ai pu constater, en un nombre assez considérable de points, que ce n'est qu'une apparence et que le *Nummulitique se présente en transgressivité très marquée sur les divers niveaux du Crétacé*, toutes les fois qu'on peut l'observer à quelque distance de l'axe des synclinaux. Je l'ai même rencontré sur le Jurassique occupant l'axe d'un anticlinal, dans la vallée de l'Estéron, et il me semble très probable qu'il a dû être transgressif jusque sur les schistes cristallins du massif du Mercantour, sur le versant français, de même que cela a lieu sur le versant italien. Il s'est donc produit des plis importants après le dépôt du Crétacé supérieur, et je pourrai même démontrer, dans le chapitre de ce travail consacré à la tectonique, que la majorité des plis actuels ont été ébauchés avant le dépôt du Nummulitique ; en particulier, les synclinaux post-éogènes dans le fond desquels se rencontrent actuellement les sédiments nummulitiques correspondent d'ordinaire à peu près exactement à un synclinal post-crétacé. Ceci nous explique la concordance apparente du Nummulitique et des couches crétacées sur lesquelles

il repose, lorsqu'on ne peut l'observer que dans l'axe des synclinaux ; cependant dans ce cas même, il existe souvent, à la base du Nummulitique, comme par exemple au Col de Braus (Ilébert, 44), un conglomérat formé aux dépens du Crétacé supérieur.

S'il me semble bien démontré que les plis post-éogènes se sont d'ordinaire reformés, dans cette région, sur l'emplacement de plis antérieurs, il est une question pour laquelle je n'ai pu avoir, d'une façon générale, de solution certaine ; je ne saurais dire avec certitude si les anticlinaux subsistaient, au moins partiellement, en délimitant des bras de mer distincts au moment du dépôt du Nummulitique, ou s'ils avaient été tous arasés antérieurement à ce dépôt. Toutefois, si je n'ai aucune preuve certaine en faveur de la première hypothèse, j'ai pu au contraire observer, ainsi que je l'ai dit plus haut, que l'un des plus importants de ces anticlinaux avait été complètement arasé avant le dépôt du Nummulitique, qui repose sur les couches jurassiques occupant l'axe de cet anticlinal. Je considère donc comme plus probable que, d'une façon générale, les divers anticlinaux de la région avaient été arasés ; il faut d'ailleurs remarquer que la longue émersion antérieure au retour de la mer nummulitique avait permis au plus puissant agent de nivellement, c'est-à-dire *à l'érosion*, de détruire les reliefs qui s'étaient produits à la fin du Crétacé, en sorte que la mer nummulitique a dû trouver, au moment de sa transgression, une *pénéplaine* déjà nivelée ou à peu près, sur laquelle elle a pu facilement s'étendre.

Cette opinion ne s'applique pas d'ailleurs, dans mon esprit, au massif cristallin du Mercantour ; il est bien certain que la même action de l'érosion s'était exercée sur lui, mais sans le détruire complètement. Il a dû subsister une partie émergée, qui a été battue et démantelée continuellement pendant tout le dépôt des couches éogènes, ainsi que le montrent les grès formés de débris de schistes cristallins que l'on rencontre dans son voisinage, à l'Aution, dans toute l'épaisseur de la série nummulitique ; d'autre part, la puissante formation des grès d'Annot lui a certainement emprunté ses matériaux, car on peut observer que la dimension des grains de quartz devient plus faible quand on s'en éloigne et que, dans son voisinage immédiat (massif de Sanguinière), ce sont souvent de véritables galets de roches cristallines (gneiss, granulite) qui constituent certains bancs.

Il me semble donc probable qu'à l'époque nummulitique, les Alpes-Maritimes formaient une même aire synclinale de sédimentation, limitée au nord par une aire anticlinale émergée, située sur l'emplacement du massif du Mercantour et qui la séparait d'un second synclinal, où se sont déposés les sédiments nummulitiques de la haute vallée de la Stura et du Col de Tende ; ces deux aires synclinales se réunissaient d'ailleurs probablement très près de l'extrémité sud-est de l'affleurement actuel des schistes cristallins.

On peut se demander aussi quel était le rivage vers le sud ; la présence des galets de labradorite signalés par M. Potier dans les sédiments arénacés de la cuvette située entre le Var et l'Estéron (Cuvette de Saint-Antonin), et qu'on ne connaît en place que près de Vence et surtout plus au sud, aux environs de Ville-

neuve-Loubet et d'Antibes, semble bien indiquer que le rivage devait se trouver très près du massif de l'Estérel.

D'une façon générale, on peut distinguer deux zones principales, au point de vue du faciès des couches nummulitiques.

1° Dans tous les affleurements situés au nord du dôme de Barrot, c'est-à-dire dans les vallées supérieures du Var et de la Tinée et même jusqu'au Mont Saint-Honorat, la constitution de cette série est très uniformément la même, et je la désignerai sous le nom de *faciès septentrional* [1]. Au-dessus de calcaires compacts, renfermant de petites Nummulites (*Numm. striata* d'Orb.), vient une très puissante série de grès quartzeux, formés d'éléments empruntés au massif cristallin (*grès d'Annot*) et à la partie supérieure desquels se rencontre, au moins dans la partie septentrionale de la région, une série de grès micacés en plaquettes minces alternant avec des lits marneux schisteux, constituant le *flysch*.

2° Au sud du parallèle de la Cime de Barrot, la constitution de la série éogène change très brusquement, et je la désignerai sous le nom de *faciès méridional*.

Les calcaires nummulitiques y débutent souvent par un poudingue à éléments crétacés ou par des calcaires très chargés de grains de quartz, renfermant d'ordinaire à leur base la *Numm. perforata*, c'est-à-dire antérieurs aux calcaires de la région septentrionale, où ne se rencontre pas ce niveau à *Numm. perforata* ; ces calcaires inférieurs sont surmontés par des assises de calcaires plus marneux, qui renferment de petites Nummulites accompagnées de nombreux autres fossiles, parmi lesquels abondent des Polypiers (*Trochocyathus*, *Flabellum*), des Gastropodes (*Turritella imbricataria*, *Natica*, etc.) et la *Serpula spirulæa*. Au-dessus vient une puissante série de marnes bleuâtres, renfermant encore la *Serpula spirulæa*, et dont il n'existe aucune trace dans le faciès de la partie septentrionale. En particulier, ces marnes prennent un énorme développement dans l'affleurement qui existe au voisinage de Castellet-les-Sausses et remontent même assez loin au nord de ce village, tandis qu'au Mont Saint-Honorat, pourtant très voisin de l'extrémité nord de cet affleurement, il n'existe aucune trace de ces marnes et le faciès du Nummulitique y est exactement le même que dans les hautes vallées du Var et de la Tinée.

La série arénacée qui surmonte ces marnes est assez variable suivant les points ; tantôt les sables sont restés incohérents (Puget-Théniers, cuvette de St-Antonin), tantôt ils sont cimentés et donnent naissance aux grès d'Annot ; à partir du grand affleurement du Tournairet, on retrouve le flysch, qui manque dans tous les affleurements à l'ouest de la Tinée et dans ceux du bassin de l'Estéron.

La répartition de ce flysch présente des particularités intéressantes ; tandis que, dans la partie occidentale du massif du Tournairet, il est *superposé* aux grès d'Annot, avec passage vertical insensible des deux séries, il n'en est plus de même à l'est de la Vésubie. Dans l'importante série éogène qui forme

[1] Ces deux termes de *faciès septentrional et méridional* ne sont employés ici que pour faciliter l'exposé et ne s'appliquent naturellement qu'à la région décrite dans ce travail.

la crête de l'Aution, on n'observe plus cette superposition si marquée ; le flysch envahit souvent toute la série arénacée, depuis le bas jusqu'en haut, mais avec des intercalations de bancs gréseux compacts analogues à ceux des grès d'Annot ; il y a donc *alternance des deux faciès*. Plus à l'est encore, dans les affleurements situés au nord de Sospel, on ne rencontre plus trace des bandes gréseuses compactes, et les marnes à *Serpula spirulæa* sont surmontées immédiatement par une série schisteuse uniforme formée de bancs alternativement gréseux et marneux, c'est-à-dire par le flysch. Il semble donc nécessaire d'admettre, par suite de ce remplacement latéral des grès d'Annot par le flysch, que l'on a affaire seulement à *deux faciès différents de dépôts contemporains et non à deux séries successives*. Vers l'est, la série arénacée est entièrement à l'état de flysch ; vers l'ouest et au voisinage immédiat du massif cristallin, les grès d'Annot prennent au contraire un développement considérable, et le passage de ces deux faciès se fait aux environs de l'Aution par des alternances répétées de l'un et de l'autre. Mais néanmoins la présence du flysch au-dessus des grès d'Annot dans la partie tout à fait septentrionale de la région montre que le faciès flysch a dû finalement envahir presque toutes les Alpes-Maritimes.

Il est un autre fait intéressant à mettre en évidence ; dans les massifs du Tournairet et de l'Aution, situés au voisinage du massif cristallin, la série calcaréo-marneuse inférieure passe progressivement à des calcaires compacts semblables à ceux du faciès septentrional, et même à des grès. Ces variations de faciès sont manifestement dues à des différences de profondeur des eaux et au voisinage du massif cristallin.

Principaux affleurements.

Les terrains éogènes se rencontrant en affleurements isolés et présentant des caractères un peu variables de l'un à l'autre, j'adopterai pour leur description un autre mode que pour les terrains antérieurs, qui se présentaient d'ordinaire en longues bandes continues et avec des caractères très constants. Je passerai successivement chacun de ces affleurements en revue, en m'en tenant d'ailleurs pour chacun d'eux aux caractères généraux, le but de mes recherches n'ayant pas été une étude détaillée du Nummulitique.

A. Faciès septentrional.

1° *Massif situé entre les hautes vallées du Var, de la Tinée et de l'Ubaye.* — Toutes les crêtes de ce massif, que j'ai désigné plus haut (p. 12) sous le nom de massif de Sanguinière, et même la partie supérieure des diverses vallées qui l'entament profondément sont constituées par les terrains éogènes, formant une large cuvette synclinale très régulière et transgressifs jusque sur les marnes oxfordiennes (Pl. II, fig. 1 et 2). A leur base se rencontre, d'une manière à peu

près constante[1], une série assez peu puissante de calcaires compacts, riches en petites Nummulites, déjà signalés par Tournoüer [**40**, p. 718] sous le nom de calcaires durs à *Nummulites striata* du Lauzanier ; les Nummulites y sont souvent accompagnées de petits Gastropodes. La série nummulitique commence donc là plus tard que dans la région méridionale. Au-dessus vient un énorme développement de grès très quartzeux (*grès d'Annot*) ayant plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Ces grès sont à peu près uniquement constitués par des grains de quartz arrondis et juxtaposés, presque sans ciment, provenant manifestement de la destruction des roches cristallines du massif du Mercantour. La grosseur des éléments de ces grès est très variable, et l'on observe des alternances répétées de bancs de grès assez fins et de bancs où les éléments atteignent une assez grande taille (1 centimètre et davantage) ; ces alternances paraissent en relation avec des variations fréquentes dans la vitesse des courants. Certains bancs mêmes sont de véritables poudingues, formés de galets atteignant la grosseur du poing ; dans ces galets se rencontrent les gneiss et surtout les granulites du massif cristallin, qui ont mieux résisté à la trituration ; on observe ces bancs de poudingues dans toutes les parties du massif tertiaire en question, mais ils sont surtout abondants au voisinage du massif cristallin, sur lequel ces grès paraissent avoir été transgressifs.

Ces grès sont très résistants à l'érosion et forment des falaises abruptes, souvent verticales, et des aiguilles très déchiquetées ; ils sont souvent divisés, par des diaclases perpendiculaires à leur stratification, en blocs parallélépipédiques, qui jonchent le sol jusqu'au fond des vallées et masquent souvent presque complètement les couches sous-jacentes. Au-dessus et s'en distinguant très nettement par les contours beaucoup plus adoucis qu'elle donne à ses affleurements, vient la série du *flysch*, formée de minces couches gréseuses souvent micacées et schisteuses, alternant avec des lits marneux gris, très minces et schisteux ; la surface des bancs marneux est couverte, surtout vers l'extrémité septentrionale de la région, d'empreintes mécaniques, parmi lesquelles prédominent celles qui ont été désignées sous le nom d'*Helminthoidea labyrinthica*. En quelques points, et en particulier au Col de Pelouse, la série du flysch renferme des couches schisteuses rouges, très semblables au premier abord aux schistes permiens ; l'ancien nom de Col du Vermillon, qui existe encore sur quelques cartes, indique ce caractère d'une manière très frappante.

Les caractères de ces assises étant connus depuis longtemps déjà dans les régions avoisinantes, et en particulier dans tout l'Embrunais, je n'insisterai pas davantage à leur égard, car je n'ai rencontré aucun document paléontologique ou stratigraphique qui m'ait permis de fixer leur limite supérieure. Je ferai seulement remarquer que je n'y ai rencontré nulle part de roches rappelant les grès de Taveyannaz, qui existent plus au nord.

Au massif important que je viens de décrire se rattachent deux affleurements

[1] J'indiquerai plus loin (p. 129) une exception locale à cette règle, au voisinage de Bouzieyas, près de la source de la Tinée.

isolés par l'érosion, mais qui font partie de la même grande cuvette synclinale : ce sont ceux du Bec de Marseglia et de Roche-Grande (Pl. VIII).

2° *Tête de Mérich.* — Au N.E. de Guillaumes, sur la crête de Rognone, qui descend de Rocca Maire et sépare les vallées du Tuébi et de la Barlatte, on rencontre un petit affleurement éogène identique aux précédents et qui occupe le centre d'un important synclinal couché que je décrirai plus loin (Pl. II, fig. 8). Les calcaires nummulitiques et les grès d'Annot qui les surmontent (il n'existe pas de flysch dans cet affleurement) forment, à leur extrémité méridionale, l'escarpement de la Tête de Mérich.

3° *Chaîne du Mont Pelat.* — Un autre affleurement très important, mais dont il n'existe qu'une portion insignifiante sur la feuille de Saint-Martin, forme la partie supérieure de la chaîne du Mont Pelat, qui limite à l'ouest le cours supérieur du Var. Il est séparé du grand affleurement du massif de Sanguinière par la dépression du Col de la Cayolle, et nous verrons plus loin qu'un anticlinal couché sépare ces deux affleurements; vers le sud, il s'arrête à la Tête de l'Encombrette, qui domine la grande dépression du Col des Champs.

4° *Chaîne du Mont Saint-Honorat.* — Au sud de cette dépression se retrouve une autre chaîne, analogue à la précédente et dont la partie sud-est seule se trouve sur la feuille de Saint-Martin; toute sa partie supérieure est encore formée par les mêmes dépôts, qui constituent en particulier le couronnement du Mont Saint-Honorat et se prolongent vers l'est jusqu'au sommet 2268 m.

B. Faciès méridional

Cuvette synclinale d'Entrevaux et de Puget-Théniers. — Les dépôts nummulitiques forment, au voisinage de ces deux localités, un important affleurement, déjà classique depuis longtemps, puisque dans le *Catalogue raisonné des fossiles nummulitiques du Comté de Nice* [27], Bellardi citait déjà 35 espèces provenant de Puget-Théniers.

Plus tard, Garnier publia aussi une liste assez longue de fossiles recueillis dans les assises nummulitiques aux environs d'Entrevaux [39]; mais, au lieu de donner comme Bellardi une simple énumération en bloc, il y distingua plusieurs niveaux. Il est d'ailleurs à remarquer qu'aucun de ces deux auteurs n'y signala la présence, à la base de ces calcaires, de grandes Nummulites appartenant à une variété de la *Numm. perforata*, différant du type parce qu'elle est plus mince et que son bord est tranchant; quant au type, très renflé et à bord arrondi, parfois presque globuleux, il se rencontre au contraire en très grande abondance auprès de Sospel.

L'un des meilleurs points pour étudier la succession de ces assises se trouve au voisinage de Puget-Théniers, où ces couches sont traversées par la Roudoule, très près de son confluent avec le Var, et où elles forment une cuvette synclinale très nette (Pl. VII). Au-dessus du Sénonien et en concordance avec

lui, puisqu'on se trouve dans l'axe d'un synclinal, on observe un escarpement de calcaires durs, exploités pour la construction du chemin de fer, très reconnaissables à leur teinte bleuâtre dans les parties inaltérées, et au contraire jaunâtres suivant les affleurements et le long de toutes les diaclases. Il est d'ailleurs difficile d'y recueillir des fossiles dégageables dans les blocs exploités, et il vaut mieux les chercher suivant les affleurements, et en particulier le long du sentier qui monte du cimetière de Puget-Théniers au Collet d'Aubricks.

On y constate que les assises nummulitiques débutent par un calcaire très compact et rempli de grains de quartz, qui renferme, peu au-dessus de sa base, la variété de *Numm. perforata* que j'ai décrite plus haut, ainsi que sa compagne habituelle, la *Numm. Lucasana* Defr., c'est-à-dire la forme à mégasphère correspondante.

Puis ces formes disparaissent, en même temps que les calcaires deviennent plus marneux ; elles sont remplacées par de petites Nummulites très abondantes, très faciles à recueillir, dégagées suivant les affleurements, mais en assez mauvais état de conservation. Toutefois, un certain nombre d'entre elles m'ont paru se rapporter à :

Numm. Biarritzensis d'Arch.
Numm. striata d'Orb.

indiquant par suite le parallélisme de ces assises avec le niveau de Roncà. Ces Nummulites sont accompagnées d'autres fossiles (*Turritella imbricataria*, *Natica sigaretina*, *Trochocyathus Allonsensis*, etc.), d'ailleurs assez peu abondants à ce niveau.

Ces assises deviennent plus marneuses à leur partie supérieure ; les Nummulites y sont beaucoup moins abondantes et disparaissent même, tandis qu'au contraire les autres fossiles qui leur étaient associés deviennent abondants. Parmi les formes que j'y ai recueillies, je signalerai :

Trochocyathus Allonsensis Tourn.
— *cornutus* Haime.
Trochosmilia multilobata Bell.
Ceratotrochus aff. *exaratus* Mich.
Flabellum appendiculatum Mich.
— aff. *appendiculatum* Mich.
Cyclolites Garnieri Tourn.
— *Heberti* Tourn.
Turritella imbricataria Lmk.
— *carinifera* Desh.
Rostellaria multiplicata Bell.
Natica sigaretina Lmk.
Natica sp.
Solen rimosus Bell.
Crassatella aff. *plumbea* Desh.
Corbula sp.

Pectunculus sp.
Arca sp.
Spondylus subspinosus d'Arch.
— *Caldesensis* Carez.
Chama aff. *calcarata* Lmk.
Ostrea gigantica Brand.
Pecten sp.
Serpula spirulæa Lmk.

Il convient en particulier d'insister sur l'abondance des Polypiers (*Trochocyathus*, *Cyclolites*, *Flabellum*, etc.) et de la *Serpula spirulæa* ; celle-ci est beaucoup plus abondante dans ces assises que dans les marnes supérieures, que je désigne toutefois sous le nom de *marnes à Serpula spirulæa*, parce que c'est à peu près le seul fossile qu'on y rencontre, bien que très rare à leur partie supérieure.

La partie inférieure de ces marnes, d'un gris bleuâtre très caractéristique, passe graduellement aux calcaires précédents ; de même, à leur partie supérieure, il s'intercale des lits sableux qui prédominent de plus en plus, en sorte qu'on passe à une série arénacée qui termine les couches nummulitiques aux environs de Puget-Théniers. Ces sables blancs, à peine cimentés dans cette localité, ne s'observent pas sur la rive gauche de la Roudoule et ne se rencontrent que sur sa rive droite, dans l'axe du synclinal, formant un mamelon séparé de la falaise des calcaires nummulitiques redressés de tous côtés par une dépression correspondant aux marnes à *Serpula spirulæa* (Pl. VII).

La coupe des assises nummulitiques est la même dans toute cette vaste cuvette synclinale (Pl. IV, fig. 3, 5, 8), qui se termine vers l'est un peu au-delà de la Roudoule et vers l'ouest au pied du Pic de Chabran, dans la vallée de Villevieille ; les marnes à *Serpula spirulæa* y ont été en beaucoup de points complètement enlevées par l'érosion, ainsi que les dépôts sableux supérieurs, et les calcaires nummulitiques y sont par suite à découvert sur de larges étendues, en sorte qu'on peut y faire de riches récoltes de fossiles, d'ailleurs toujours les mêmes et en mauvais état de conservation. L'une des meilleures localités, à cet égard, est située sur la route d'Entrevaux à Castellet Saint-Cassien, aux alentours de la ferme de Félines.

Cuvette synclinale d'Agnere. — Au N.O. de l'affleurement précédent s'en rencontre un autre, tout à fait analogue, et qui se présente aussi dans le centre d'une cuvette synclinale (Pl. IV, fig. 6 et 7) ; il se montre dans la vallée d'Agnere, qui descend du signal de Soumaure au Var vers l'O.S.O., et il se prolonge un peu au-delà du Var, sur sa rive droite. Le cours du Var pénètre dans cette cuvette par la cluse étroite du Pont de Gueydan et en ressort par celle du Pont Noir, entaillées toutes deux dans les calcaires nummulitiques recouverts par les marnes à *Serpula spirulæa*, qui sont d'ailleurs presque entièrement enlevées par l'érosion

Dans le prolongement de l'extrémité sud-ouest de cet affleurement se retrouvent les calcaires nummulitiques, redressés verticalement, au voisinage de la campagne des Condamines (Pl. IV, fig. 3 et 5.)

Affleurement de Castellet-les-Sausses et de Saint-Benoît. — Au voisinage immédiat du bord nord-ouest de l'affleurement précédent s'en rencontre un autre, très étendu, et dont une partie seulement se trouve située dans la région que j'ai étudiée, l'autre partie étant comprise dans les limites de la feuille de Castellane. Ces dépôts nummulitiques occupent encore le centre d'accidents synclinaux (Pl. IV, fig. 3, 5, 7), que je décrirai plus loin, dans le chapitre consacré à la tectonique. Là encore, la succession des assises est la même qu'au voisinage de Puget-Théniers ; il faut signaler surtout l'épaisseur considérable qu'y acquièrent les marnes bleuâtres à *Serpula spirulæa* et le fait que les dépôts arénacés supérieurs y ont été cimentés en donnant naissance à la puissante série des *grès d'Annot* (cet affleurement se prolonge vers l'ouest jusqu'à cette localité classique). Ces grès sont d'ailleurs situés, dans cet affleurement, en dehors de la limite de la région étudiée ici, à l'exception d'un petit lambeau que j'ai rencontré au N.O. de Castellet-les-Sausses.

Vers le nord, cet affleurement nummulitique remonte jusqu'à Sausses, et on doit lui rattacher un petit lambeau situé au nord de ce village ; l'intérêt de ce lambeau consiste dans le fait qu'il repose en transgressivité sur des assises crétacées très peu élevées au-dessus du sommet du Cénomanien.

Il est important de remarquer aussi la différence très grande du faciès des assises inférieures aux grès d'Annot dans cet affleurement nummulitique et dans celui du Mont Saint-Honorat, malgré leur grande proximité.

Collet de Giraud et Forêt du Villars. — Dans le prolongement de l'affleurement de Puget-Théniers, vers l'est, se rencontrent deux autres affleurements très analogues, formant, l'un le Collet de Giraud, l'autre la Forêt du Villars ; la seule particularité intéressante à y signaler est le plus grand développement des dépôts arénacés supérieurs, qui s'y rencontrent à l'état de *grès d'Annot*.

Massif du Tournairet. — Plus à l'est encore, dans le prolongement des deux affleurements précédents, on en rencontre un autre très important, qui constitue en particulier tout le couronnement du grand massif du Tournairet. Cet affleurement se prolonge, vers l'est, jusqu'à la Vésubie. Il est affecté de plis importants (Pl. IV, fig. 13 et Pl. V, fig. 1, 3, 11), sur le détail desquels je reviendrai plus loin ; mais, d'autre part, il est intéressant à divers titres au point de vue stratigraphique.

La partie inférieure de la série nummulitique, c'est-à-dire les couches inférieures aux puissants dépôts arénacés supérieurs, y présente en effet d'importantes variations de faciès. Vers l'ouest et le sud-ouest de cet affleurement, au voisinage de Clans et dans le vallon de Saint-Jean, qui descend du Col des Monigas au village de la Tour, on retrouve la succession que je viens de signaler (calcaires marneux nummulitiques, surmontés par les marnes bleuâtres à *Serpula spirulæa*). Dans le vallon du Figaret, ainsi que sur le chemin de Roquebillère aux Granges de la Brasque et sur la crête qui va de la Tête de Siruol au sommet 2018, situé au S.O., on ne rencontre plus qu'une série peu épaisse de *cal-*

caires compacts à petites Nummulites et à nombreux Gastropodes, tout à fait analogues à ceux de la région septentrionale, c'est-à-dire de la vallée supérieure de la Tinée. Enfin, tout à fait au nord de cet affleurement, sur le chemin de Valdeblore au Tournairet, les calcaires sont encore plus réduits et les mêmes Nummulites s'y rencontrent encore, mais dans des grès. A mesure qu'on s'approche du massif cristallin, on voit donc une transformation graduelle de la série nummulitique inférieure, qui prend d'abord le faciès de la région septentrionale et est ensuite envahie par le faciès gréseux.

La série arénacée supérieure présente aussi des particularités intéressantes. Vers l'ouest, aux environs de Clans, les marnes à *Serpula spirulæa* sont surmontées par une épaisse série de grès semblables aux grès d'Annot, encore très développés au Tournairet. Vers le sud-est, au contraire, on observe l'intercalation de bancs de flysch dans ces grès, et l'on assiste progressivement à un *remplacement latéral des grès d'Annot par les dépôts gréso-marneux et schisteux du Flysch* ; ceux-ci sont seuls développés au-dessus de la série calcaire au voisinage de la Vésubie, avec quelques rares intercalations locales de bancs de grès massifs semblables aux grès d'Annot.

Cet important affleurement serait très intéressant à étudier en détail, pour suivre rigoureusement les divers changements de faciès que je viens de signaler rapidement.

Crête de l'Aution. — Sur la rive gauche de la Vésubie et formant l'importante crête de l'Aution, qui part de Luceram, vers le sud, pour aboutir à l'Aution et retourner vers le sud jusqu'au Mont-Ventabren, se rencontre un autre affleurement très important des dépôts nummulitiques, formant encore une grande cuvette synclinale (Pl. V, fig. 7, 8, 10, 14). On y observe aussi des variations de faciès analogues à celles que je viens d'indiquer pour les dépôts nummulitiques du massif du Tournairet et qui en sont, en quelque sorte, la continuation.

Vers l'extrémité septentrionale de cet affleurement, près des baraquements de Plan Caval, c'est-à-dire au point le plus proche du massif cristallin, la série de ces assises est la suivante : au contact des couches terminales du Crétacé (il existe là un léger renversement, indiqué dans la coupe de la fig. 7 de la Pl. V), on observe *un conglomérat*, formé de galets très gros des roches du massif cristallin, réunis par un ciment dans lequel s'observent des *Nummulites*, ou plutôt leurs empreintes ; puis la dimension des galets diminue et l'on passe à *des grès pétris de Nummulites* ; celles-ci ont d'ailleurs disparu par dissolution de leur test calcaire, suivant les affleurements, et il n'en reste que les empreintes, extrêmement abondantes. Les Nummulites disparaissent ensuite et les grès passent aux couches schisteuses, alternativement gréseuses et marneuses, du Flysch, qui renferment encore des intercalations de bancs de grès massifs, semblables aux grès d'Annot.

Plus au sud, sur le versant de la Vésubie, en suivant le chemin de Lantosque à la Baisse de Turini, on rencontre, au-dessus du Crétacé supérieur, des calcaires à

Nummulites, surmontés directement par des grès semblables aux grès d'Annot et par le Flysch ; celui-ci renferme, au voisinage de la Baisse de Turini, des *bancs ligniteux* intercalés.

Dans la vallée supérieure de la Bevera, aux environs de Moulinet, les marnes à *Serpula spirulæa*, encore peu puissantes, s'intercalent entre les calcaires nummulitiques, devenus plus marneux, et le Flysch.

Enfin, vers l'extrémité méridionale de l'affleurement, à Luceram, on retrouve la série calcaréo-marneuse inférieure identique à celle de Puget-Théniers, avec les calcaires à *Nummulites perforata* à la base et les marnes à *Serpula spirulæa*, très épaisses, au sommet; cette série inférieure est encore surmontée par les couches schisteuses du Flysch, renfermant toujours des intercalations de bancs de grès semblables aux grès d'Annot.

Affleurements situés au nord de Sospel. — Au sud du Mont Ventabren se rencontrent des affleurements, assez compliqués au point de vue tectonique (Pl. V, fig. 8, 10 11, 14, 15), qui nous permettent d'assister à un envahissement encore plus complet de la série supérieure par le faciès flysch.

Au nord de Sospel, sur le chemin stratégique qui monte de cette localité au Béolet, on observe en effet qu'au-dessus des calcaires nummulitiques, qui débutent par les couches à *Numm. perforata* (type), et des marnes à *Serpula spirulæa*, on ne rencontre plus que les dépôts schisteux du Flysch, sans alternance des bancs gréseux massifs qu'on peut suivre jusque-là.

Le remplacement latéral des grès d'Annot, qui existent vers l'ouest de la région étudiée, par le Flysch, si développé dans la grande cuvette de San Remo, peut donc se suivre progressivement dans les divers affleurements que je viens de décrire brièvement.

Col de Braus. — Cet affleurement classique, qui s'étend depuis Plan Constans, au nord-ouest, jusqu'au Mont Brec, au sud-est, se présente encore sous forme d'une cuvette synclinale très nette. La série des assises qui le constituent y est moins complète que dans les affleurements précédents, car elle ne s'étend que depuis les calcaires à *Nummulites perforata* jusqu'aux marnes à *Serpula spirulæa*, très réduites par l'érosion.

L'Escarène, Contes, Coaraze. — La succession des assises pour les localités classiques de la Palarea et de Font de Giariel, situées un peu au sud de la limite de mes recherches, a été signalée depuis longtemps déjà et concorde d'ailleurs avec celle que j'ai signalée plus haut. Les affleurements en question se présentent encore sous forme de cuvettes synclinales ; celle qui s'étend de Coaraze, au N.-O., jusqu'à Contes et à la Palarea, au S.E., est surtout remarquable par sa grande étendue. Je me contenterai d'y signaler le grand développement des grès d'Annot et la transgressivité des dépôts nummulitiques de son bord occidental sur les couches secondaires du flanc oriental de l'anticlinal du Mont Férion (voir la carte géologique, Pl. VIII, et la fig. 15 de la Pl. V).

Région de l'Estéron.— L'affleurement précédent nous montre, ainsi que je viens de l'indiquer, la trace de mouvements anténummulitiques ; mais c'est surtout dans les affleurements situés dans le bassin de l'Estéron que ces mouvements sont le plus faciles à mettre en évidence. J'espère, en effet, pouvoir démontrer dans le chapitre de ce travail consacré à la tectonique, que les principaux plis observables dans cette région s'étaient ébauchés déjà après le dépôt du Sénonien et qu'ils n'ont fait que s'accentuer après le dépôt du Nummulitique. En particulier, les affleurements nummulitiques actuels, qui se présentent tous avec une allure synclinale, correspondent à d'anciens synclinaux anténummulitiques. Les affleurements que j'ai décrits précédemment ont dû vraisemblablement se comporter de même ; mais les preuves directes me manquent pour le démontrer, tandis que, dans la région de l'Estéron, les dépôts nummulitiques sont souvent transgressifs, sur leurs bords, sur les couches plus anciennes.

Le plus important de ces affleurements se trouve au sud de la chaîne du Gourdan et s'étend depuis Briançonnet, à l'ouest, jusqu'à Ascros et à la Tête de la Pinea, à l'est ; sauf un petit accident secondaire situé vers son extrémité occidentale et que je décrirai plus loin, cet affleurement se présente sous la forme d'une vaste cuvette synclinale très allongée (Pl. IV. fig. 5 à 11), que je désigne sous le nom de *Cuvette synclinale de Saint-Antonin*, du nom d'un village situé sur son grand axe.

La succession et les caractères des dépôts nummulitiques y sont les mêmes qu'à Puget-Théniers et d'ailleurs les auteurs qui se sont occupés du Nummulitique des Alpes-Maritimes ont souvent signalé les mêmes fossiles à Puget et à la Penne, village situé sur le bord nord de cette cuvette. Le caractère le plus saillant de ces dépôts consiste surtout dans le développement considérable des sédiments arénacés supérieurs aux marnes à *Serpula spirulæa*; de même qu'à Puget-Théniers, ils n'ont pas été cimentés postérieurement en donnant des grès, et on les observe à l'état de sables quartzeux très blancs, rappelant beaucoup par leur aspect les sables de Fontainebleau, desquels ils doivent être à peu près contemporains [1].

Au milieu de ces sables s'intercalent souvent des lits de *galets*, formés principalement de granulites arrachées à un massif cristallin et paraissant provenir du massif des Maures et de l'Estérel, plutôt que celui du Mercantour ; M. Potier y a signalé, en effet, depuis longtemps déjà (légende de la feuille d'Antibes, au 1 : 80.000), l'existence de galets d'une labradorite qu'on ne connaît en place qu'au sud, à Vence, Villeneuve-Loubet et Antibes.

Les relations stratigraphiques des dépôts nummulitiques de cette cuvette avec les couches sous-jacentes sont intéressantes. A la Penne, le Nummulitique débute par un conglomérat formé de gros galets, bien calibrés, des calcaires crétacés supérieurs ; d'autre part, si dans une coupe de quelques mètres, il est difficile d'y constater la discordance entre la base du Nummulitique et les couches créta-

[1] Il est intéressant de rappeler à cet égard que A. Sismonda avait été frappé de la ressemblance des fossiles du calcaire nummulitique de cette localité avec ceux des environs de Paris (*Turritella imbricataria, Natica sigaretina*, etc).

cées supérieures, il n'en est pas de même quand on dessine une coupe *à l'échelle* des deux séries de terrains, de part et d'autre du contact.

Sur le versant sud de cette cuvette, on retrouve une semblable discordance angulaire, très nettement visible au-dessous du village des Mujouls (Pl. IV, fig. 7), où les calcaires nummulitiques reposent sur le Crétacé supérieur, avec une discordance angulaire de 15° environ, par l'intermédiaire d'un conglomérat semblable à celui de la Penne.

Enfin, à l'extrémité occidentale de cet affleurement nummulitique, auprès de Briançonnet, la transgressivité est encore plus nette, car le Nummulitique y vient reposer d'abord sur le Cénomanien, puis sur les marnes aptiennes et finalement sur le Barrémien.

D'autre part, à la sortie même du village de Briançonnet, sur la route de Collongues, la base du Nummulitique présente quelques particularités intéressantes. On y trouve des galets de calcaires crétacés dans des couches sableuses renfermant des Nummulites ; ces dépôts sont d'ailleurs très irréguliers. Tantôt les galets de calcaires sont disséminés irrégulièrement au milieu des sables ; tantôt ils forment des amas assez puissants, qui passent latéralement à des dépôts arénacés renfermant des Nummulites, ou même à des sédiments marno-calcaires.

Un peu à l'ouest de Briançonnet, se rencontre un autre affleurement nummulitique, dont la partie orientale, seule située sur la feuille de Nice, repose sur le Cénomanien [1].

Plus à l'est, au sud de la Cime de la Gacia, un lambeau de calcaire nummulitique, qui passe au nord du village de Sigale, repose sur le Barrémien et jusque sur les calcaires blancs du Jurassique supérieur ; ceux-ci ont même été arasés, en sorte que le calcaire nummulitique arrive à reposer sur les calcaires de teinte beige et bien lités, inférieurs à la grande masse des calcaires blancs massifs (Pl. IV, fig. 9 et 10).

Un autre affleurement, très voisin du précédent, débute vers l'ouest au village même de Sigale, où il repose sur les calcaires blancs jurassiques, puis se dirige vers l'est, par Roquestéron et Pierrefeu ; la transgressivité y devient graduellement moins grande, à mesure qu'on se dirige vers l'est (carte géologique, Pl. VIII, et Pl. IV, fig. 10-12), en sorte qu'à Pierrefeu les calcaires nummulitiques redeviennent sensiblement concordants avec le Sénonien. Dans la bordure nord de cet affleurement, j'ai recueilli un bel exemplaire de *Crassatella ponderosa* dans le calcaire nummulitique ; les marnes à *Serpula spirulæa* y sont très développées dans sa partie orientale, profondément ravinées par le torrent du Riou, qui se réunit à l'Estéron à Roquestéron ; on observe aussi, au voisinage du col que traverse le chemin muletier de Roquestéron à Pierrefeu, un lambeau des sables supérieurs.

Le long du bord méridional de l'anticlinal du Mont-Vial, il existe un lambeau nummulitique synclinal, formé par les calcaires nummulitiques et les marnes à *Serpula spirulæa*, et qui s'étend depuis les environs de Ve Gautier, jusqu'au voi-

[1] Vers l'ouest, sur la feuille de Castellane, ces dépôts reposent jusque sur le Barrémien.

sinage de Bonson, en passant par Toudon, Tourette et Revest[1]. Sur son flanc nord, les calcaires nummulitiques sont directement en contact avec les niveaux inférieurs du Jurassique et même avec le Trias, qui chevauchent sur eux (Pl. IV, fig. 13, et Pl. V, fig. 1 à 4) ; ce contact anormal résulte surtout des plissements post-nummulitiques, mais il est bien certain que les plissements anté-nummulitiques s'étaient aussi fait sentir là, amenant une discordance angulaire du Nummulitique sur les dépôts plus anciens. Je n'ai pu toutefois, à cause du chevauchement postérieur et de l'absence de coupes transversales à la direction de l'anticlinal, analyser la part qui revient aux deux catégories de mouvements.

Entre Toudon et Tourette, un autre affleurement synclinal de Nummulitique (Pl. IV, fig. 13) vient se réunir au précédent.

Le dernier affleurement qu'il me reste à signaler est situé un peu au sud de l'extrémité orientale du précédent, au N.E. de Gilette ; il est uniquement formé par les calcaires nummulitiques, reposant sur des couches crétacées très peu élevées au-dessus du sommet du Cénomanien (Pl. V, fig. 4).

En résumé, il ressort de cette rapide énumération des affleurements nummulitiques que j'ai observés dans la région qui fait l'objet de ce travail, que les dépôts éogènes y sont extrêmement développés. Presque toujours riches en fossiles, malheureusement assez mal conservés, ils mériteraient de faire l'objet d'une étude spéciale, qui serait sortie du cadre de mes recherches.

Quant à *leur rôle orographique*, on conçoit qu'il est assez variable suivant les points, d'après les variations pétrographiques que j'ai indiquées brièvement. Les calcaires nummulitiques, surtout ceux de la base, sont assez résistants et forment d'ordinaire un relief bien marqué au-dessus du Sénonien, sur lequel ils reposent habituellement. A mesure qu'on monte dans la série, ils sont plus facilement érodés, et les marnes bleuâtres à *Serpula spirulæa* sont souvent ravinées d'une façon aussi intense que les marnes noires oxfordiennes et aptiennes ; on a dû aussi commencer à y exécuter des travaux de reboisement et de barrages, comme pour celles-ci. La série arénacée supérieure présente de très grandes variations dans le relief ; les grès massifs (grès d'Annot) forment des falaises abruptes et souvent des aiguilles verticales, isolées par les diaclases. Les dépôts schisteux du Flysch donnent au contraire naissance à des contours arrondis et sont très souvent ravinés. Quant aux sables si développés dans la cuvette synclinale de Saint-Antonin, ils sont aussi très profondément ravinés et donnent naissance à un régime hydrographique assez spécial, que j'ai indiqué dans l'introduction géographique (p. 25).

[1] Ces trois villages sont bâtis sur le bord sud de l'affleurement des calcaires nummulitiques, qui produisent un escarpement assez important.

H. DÉPOTS RÉCENTS.

Glaciaire.

Dans toute la région que j'ai décrite, le Glaciaire a dû être probablement assez développé, comme en témoignent les traces reconnaissables d'anciens lits de glaciers, visibles encore actuellement dans la haute chaîne ; en particulier, le seuil et les parois du cirque occupé par le lac de Rabuons portent des traces très nettes de l'action glaciaire (moutonnement des roches et stries parallèles à la direction du lit). D'une manière générale, les divers lacs situés dans la haute vallée de la Tinée sur sa rive gauche (lacs de Vens, lac Marie, lac de Tinibras, lac Fero, lac Petrus, lac de Rabuons), souvent alignés en chapelet et limités par des seuils arrondis que traversent leurs émissaires par une étroite fissure, présentent nettement le caractère de lacs glaciaires.

Mais ce n'est guère qu'à ces caractères que j'ai pu reconnaître l'existence d'anciens glaciers ; presque tous les dépôts glaciaires, en effet, ont été certainement enlevés par l'érosion, si active encore en tous les points de la région. Les quelques exceptions que je connaisse existent au voisinage de Saint-Martin-Vésubie, sur la rive gauche de la Vésubie, où se rencontre un lambeau formé de blocs anguleux des roches du sommet du versant, empâtés dans une boue présentant assez nettement un caractère de boue glaciaire ; ce dépôt a peut-être été d'ailleurs remanié par les eaux torrentielles. De même, le plateau de Berthemont est constitué par une épaisse formation, qui paraît d'origine assez complexe, et dans la production de laquelle ont pu intervenir l'action glaciaire, les éboulis sur les pentes et peut-être aussi une action alluviale.

Enfin, sur le versant de la Rouagne situé du côté de la Bolline, il existe un lambeau plaqué sur la pente des schistes rouges permiens et composé de gros blocs de schistes cristallins empâtés dans une boue vraisemblablement glaciaire ; on peut d'ailleurs y observer, sur les berges d'un petit ravin qui traverse ce lambeau, quelques pyramides des fées, quelques-unes d'assez grande taille, d'autres en voie de formation.

Mais, quoi qu'il en soit, bien qu'il me paraisse certain que l'action glaciaire a dû être assez importante autrefois dans la région, les dépôts glaciaires actuellement conservés y sont très rares et l'on peut prévoir que toute trace en aura disparu dans un avenir assez rapproché, à cause de l'activité exceptionnelle de l'érosion.

Alluvions anciennes.

La même raison rend aussi très faible le rôle joué actuellement, dans la constitution de la région, par les alluvions anciennes. S'il n'est pas rare de rencontrer, à une certaine hauteur au-dessus du lit des grandes vallées et à une grande distance de leur origine, des blocs arrondis des roches affleurant dans leur bassin supérieur, par exemple des grès tertiaires pour les vallées du Var et de la Tinée, il n'existe pas du moins de terrasses de quelque importance ; celles qui se rencontrent çà et là sur les rives de la Tinée, du Var et de la Vésubie, dans les parties élargies de leurs cours, sont toujours très réduites.

Régime des cours d'eau. Déblaiement. Alluvionnement.

Le Var, dans son cours inférieur, c'est-à-dire en aval du confluent de la Vésubie, a atteint une pente assez faible [1] pour que le régime de déblaiement puisse y être considéré, sinon comme terminé, du moins comme très atténué tant qu'il ne se produira pas d'abaissement du niveau de base [2] ; mais il n'en est pas de même pour les portions moyenne et supérieure de son cours, et surtout pour ses affluents, qui présentent un régime torrentiel des mieux caractérisés, en sorte que, dans son ensemble, le Var peut être considéré comme l'un des plus beaux types de torrents français. Parmi ses principaux tributaires, le plus torrentiel est de beaucoup la Vésubie, car elle atteint la cote de 1200 mètres peu en amont de Saint-Martin, tandis que la Tinée n'est qu'à 1140 mètres à Saint-Etienne, le Var à 1250 mètres environ à Entraunes, et que l'Estéron atteint à peine la cote de 1200 mètres à sa source. Les crues de ces torrents sont terribles ; c'est ainsi qu'en 1891 la Vésubie avait presque complètement détruit des prairies déjà anciennes conquises sur son lit à Roquebillère et que, l'année suivante, un seul orage suffit à achever cette destruction. En même temps (1891), la Tinée emporta complètement, sur une longueur de plusieurs kilomètres, la route nationale entre Isola et Saint-Etienne.

On conçoit qu'étant donné ce régime, le lit majeur des principaux cours d'eau de la région soit complètement occupé par des galets en voie incessante de destruction et que la période d'alluvionnement n'existe pas à proprement parler ; pourtant, en quelques points du cours du Var, où le lit était remarquablement large parce qu'il traverse des roches très meubles, on a pu, par l'établissement de digues et par un colmatage très prolongé, provoquer un alluvionnement ar-

[1] Le nom du hameau du *Plan-du-Var*, situé vers ce confluent, est très significatif à cet égard.

[2] Une grande partie du lit pléistocène a pu être rendue cultivable par le colmatage ; en certains points, la bande ainsi conquise a une largeur d'un kilomètre.

tificiel (Guillaumes, Entrevaux, Puget-Théniers), qui a rendu à la culture une assez grande superficie.

Les divers torrents charrient, en temps de crues, des masses énormes de matériaux arrachés à leurs versants, où la végétation est souvent absente ou en voie de destruction rapide, ce qui facilite beaucoup l'altération superficielle et l'ablation du terrain par les eaux sauvages ; une autre raison de l'activité de l'érosion de la région consiste dans la très forte pente du Var et de ses affluents, conséquence directe de la grande proximité de la mer et de l'altitude considérable des sommets, qui atteignent et dépassent même 3000 mètres. Il faut espérer que les importants travaux de barrage et de reboisement en cours d'exécution en beaucoup de points de la région, malheureusement encore trop peu nombreux, arrêteront la destruction de la végétation dans les parties élevées et régulariseront le cours des torrents, de façon à empêcher les terribles conséquences des crues produites par les orages et la fonte des neiges.

Les points les plus particulièrement intéressants à cet égard sont surtout cantonnés dans la vallée supérieure du Var, aux environs d'Entraunes, de Villeneuve-d'Entraunes et de Guillaumes, en raison du grand développement qu'y prennent les marnes noires schisteuses, oxfordiennes et aptiennes ; les torrents qui en descendent charrient, en temps de pluie, une épaisse boue noire.

Le Tuébi et le vallon d'Aigue-Blanche, son affluent, bien qu'absolument à sec en été, sont aussi très importants à cet égard, car leurs bassins supérieurs sont creusés dans les marnes oxfordiennes, et ils traversent ensuite sur une grande longueur les cargneules triasiques, aussi dépourvues de végétation et qui donnent naissance à une boue jaunâtre ; il existe, en amont de Péone, une importante surface de boue alluviale, figurée sur la carte géologique (Pl. VIII).

Le massif de la Cime de Barrot présente de grands affleurements de schistes rouges permiens, traversés par les gorges du Var et du Cians ; aussi les eaux des diverses vallées qui en descendent, et surtout de la Roudoule, prennent-elles, au moindre orage, une teinte rouge brique très prononcée, que ne masque même pas la teinte noire des eaux de leurs affluents inférieurs, creusés dans les marnes noires jurassiques et crétacées.

Cônes de déjection.

Les divers torrents qui se réunissent au Var dans toute sa vallée supérieure et moyenne ne donnent pas de cônes de déjection importants à leur base, ce qui tient à l'extrême ténuité des éléments charriés et à la vitesse du courant du Var, assez grande pour les entraîner au fur et à mesure sans leur permettre de s'accumuler au pied des ravins latéraux. Il existe pourtant quelques exceptions, en particulier pour le court ravin du Gralet, situé entre la Roudoule et le Cians, à 4 kilomètres à l'est de Puget-Théniers ; il descend des pentes du Mairola avec une dénivellation de 900 mètres environ sur 2 kilomètres seulement de distance horizontale, entraînant des masses énormes de fragments des calcaires marneux cré-

tacés qui forment ces pentes. Ces éboulis s'étalent en un cône très large, qui présente un front de plus de 700 mètres le long du Var, et l'on a dû prendre des précautions spéciales pour protéger la ligne de chemin de fer et la route, qui suivent la rive gauche du Var.

Les mêmes raisons existent pour toutes les vallées creusées dans la partie de la région formée par les terrains sédimentaires, et ce n'est qu'exceptionnellement, lorsque les ravins latéraux charrient des fragments assez volumineux pour ne pas être entraînés par le cours d'eau principal, qu'on y observe des cônes de déjection de quelque importance, bien que l'érosion soit extrêmement active.

Au contraire, les cônes de déjection sont en général assez bien développés dans la région cristalline et particulièrement dans la haute vallée de la Tinée (sur sa rive gauche au-dessus du confluent du vallon d'Auron, puis sur ses deux rives à partir de ce confluent jusqu'à 2 kilomètres au-dessus de Saint-Sauveur). Les gneiss et les micaschistes sont arénisés sur une épaisseur quelquefois considérable et les eaux de ruissellement entraînent une boue argileuse épaisse, renfermant des paillettes de micas et de nombreux grains de quartz, en même temps que des blocs quelquefois volumineux de roche incomplètement altérée, qui tombent dans le fond des ravins secondaires par suite de l'affouillement constant de leur substratum. Tous ces éléments sont facilement entraînés par les ravins secondaires qui présentent une pente très forte, mais il n'en est plus de même lorsqu'ils arrivent en bas de ces ravins, dans le lit de la Tinée ou de ses principaux affluents (vallons de Ciastiglione et de Mollières), dont la pente est beaucoup moins forte ; les éléments les plus ténus (argile, micas, grains de quartz de petite dimension) sont seuls entraînés et les blocs plus ou moins volumineux de roche incomplètement arénisée, ainsi que les grains de quartz les plus gros, s'accumulent en formant un cône de déjection.

L'un des plus importants de ces cônes, en voie d'accroissement continuel, se trouve sur la rive gauche de la Tinée, au pied de la Tête de Gerpas, et refoule graduellement le lit du torrent vers la rive droite de la vallée ; d'autres, au contraire, sont actuellement à peu près fixés, comme celui du vallon de Ciaussettas, en amont de Saint-Etienne, aujourd'hui occupé par une riche végétation.

IV. — TECTONIQUE.

Les accidents tectoniques que présentent les divers terrains que je viens de décrire sont multiples et complexes, et leur description est difficile en l'absence d'une carte géologique à grande échelle. Pourtant la majeure partie de ces accidents peuvent se déduire de l'examen des contours de la carte géologique au 1 : 200.000 (Pl. VIII) et ont pu être figurés dans la carte tectonique au 1:320.000 qui accompagne ce travail (Pl. I) ; mais le lecteur devra se reporter, pour trouver les localités que j'aurai à citer et pour repérer exactement l'emplacement des coupes des Pl. II-V, à la carte topographique de l'Etat-Major au 1:80.000 (feuilles 213 et 225, Saint-Martin-Vésubie et Nice) ; c'est d'ailleurs à cette même échelle, *pour les longueurs comme pour les hauteurs*, qu'ont été dessinées ces coupes.

Il me paraît indispensable, avant d'entrer dans le détail des divers plis de la région, d'en donner une première esquisse schématique.

On peut, tout d'abord, subdiviser ces mouvements en plusieurs catégories, *au point de vue de leur âge*. La première comprend les *mouvements anté-permiens*, qui ont affecté les premiers sédiments, aujourd'hui transformés en schistes cristallins, avant la grande transgression de la mer permienne, précédée, comme nous l'avons vu, d'une première incursion très restreinte de la mer où se sont déposés les sédiments inférieurs au Permien franc.

La seconde catégorie comprend les mouvements qui se sont produits pendant le dépôt des divers terrains sédimentaires, depuis le Permien jusqu'au Flysch ; ainsi que je l'ai indiqué dans la partie stratigraphique de ce travail, ces mouvements consistent surtout en régressions et transgressions de la mer. Les plus importantes de ces transgressions datent du début du Permien, du Trias, du Jurassique supérieur, du Cénomanien et du Nummulitique ; cette dernière est la plus importante de toutes et a été précédée de plissements intenses et d'une émersion complète de la région, grâce à laquelle il a pu se produire un arasement *par érosion* des reliefs produits par les plissements antérieurs. Cet arasement, qui s'est exercé pendant toute la longue période comprise entre la fin du Sénonien et le retour de la mer à *Numm. perforata*, a certainement facilité la reprise de possession de la région par la mer, et nous avons vu que le Nummulitique repose en quelques points sur les couches occupant l'axe des anticlinaux.

Dans les points où le Nummulitique repose en *discordance angulaire* sur les couches antérieures, on peut facilement analyser la part qui revient, dans les plis actuellement observables, aux mouvements anténummulitiques. Malheu-

reusement il existe de grandes étendues sans aucun lambeau de terrain tertiaire, et l'on ne peut y préciser la part des plissements anténummulitiques et de ceux qui ont eu lieu après le dépôt des derniers sédiments de la région, c'est-à-dire post-oligocènes. Ces derniers ont produit l'émersion définitive de la région et lui ont donné la physionomie qu'elle présente actuellement, abstraction faite des modifications apportées depuis lors par l'érosion et le déblaiement. Ainsi que je viens de le remarquer, dans les points où n'existent actuellement plus de terrains nummulitiques, on observe seulement la résultante des mouvements antérieurs et de ceux qui nous occupent ici. Je ferai du moins observer que l'on rencontre à peu près partout la série secondaire complète, sauf dans la bordure immédiate du dôme à noyau permien de la Cime de Barrot et dans la partie septentrionale de la bordure du massif cristallin, en sorte qu'*on peut généralement préciser l'ensemble des plis post-crétacés.*

Il est bien évident aussi que, quoique je réunisse dans une même description tous les plis post-nummulitiques, *il ne s'ensuit pas que je les considère comme tous contemporains et s'étant formés brusquement et en une seule fois.* Le phénomène de plissement a été certainement, là comme partout ailleurs, *lent et progressif.* L'émersion complète de la région et probablement aussi une grande partie des plissements ont eu lieu avant le dépôt des sédiments miocènes, rejetés plus au sud, aux environs de Vence, de Tourrette, etc., au pied d'une falaise formée par les terrains antérieurs. Mais il est bien certain que les mouvements qui ont relevé successivement ces dépôts, puis les couches pliocènes du littoral, ont eu aussi leur répercussion dans le Nord des Alpes-Maritimes. L'absence de tout sédiment marin postérieur au Flysch et, d'autre part, la difficulté de reconnaître l'antériorité de certains plis par rapport à d'autres m'ont empêché toutefois de distinguer, dans les nombreux plis que je vais décrire, la part qui revient aux diverses phases d'activité, séparées par des périodes de repos relatif, que présente tout phénomène prolongé de plissement.

A. PLIS ANCIENS (ANTÉ-PERMIENS)

L'étude de ces plis, dont on ne peut retrouver la trace que dans le massif cristallin, est peu avancée par suite des difficultés matérielles considérables d'une exploration très détaillée de ce massif, dont les sommets sont à une altitude dépassant souvent de 2000 mètres celle des points habités, cantonnés dans le fond des vallées (Saint-Martin-Vésubie, Saint-Sauveur, Isola, Saint-Etienne), et où ne se rencontrent que de très rares sentiers ; j'espère toutefois achever cette étude dans une prochaine exploration.

Il existe d'ailleurs une difficulté d'un autre ordre, beaucoup plus grave et en général insurmontable ; elle consiste dans la nécessité de faire le départ de ce qui revient aux plis en question et à ceux plus récents.

Les plis récents, en effet, sont faciles à étudier dans la bordure sédimentaire des terrains cristallins ; mais, dès qu'ils pénètrent dans ces derniers, on ne peut plus les y suivre en général, à cause de la rareté des lambeaux de la couverture sédimentaire respectés par l'érosion.

Dans le cas même où l'on pourrait indiquer d'une façon à peu près certaine la prolongation de ces plis récents, le problème resterait encore très complexe ; car, bien que *théoriquement* on doive pouvoir, en un point donné et connaissant la résultante de deux mouvements et l'un de ceux-ci, déterminer l'autre composante, c'est-à-dire ici les mouvements anciens, le problème est *pratiquement* à peu près insoluble, surtout lorsque les plis récents sont fortement déversés ou couchés presque horizontalement. La question n'est susceptible d'une solution approximative que lorsqu'on peut observer le contact entre les terrains cristallins et leur couverture sédimentaire, en appliquant la méthode employée par divers auteurs et, en particulier, avec beaucoup de succès par M. Marcel Bertrand. Cette méthode peut bien donner une idée de la *direction* des plis anciens, mais ne peut indiquer les *emplacements* des anticlinaux et des synclinaux quand il s'agit, comme ici, de sédiments d'âge relatif inconnu. On ne saurait, en effet, interpréter les bandes de gneiss comme indiquant des anticlinaux et celles de micaschistes comme la trace de synclinaux, puisque l'on voit souvent ces bandes alterner dans des points où n'existent pas de plis et où ces différences tiennent simplement à la nature originelle différente des sédiments et à une plus ou moins grande intensité du métamorphisme. Ce n'est que dans des cas tout à fait exceptionnels, comme celui figuré dans le croquis de la fig. 15, que l'on peut déterminer avec certitude l'emplacement des plis anciens.

Leur direction est presque O.-E. dans la haute vallée de la Tinée, jusqu'aux environs d'Isola, tandis que celle des plis récents de la bordure et des syncli-

naux triasiques pincés dans les terrains cristallins est voisine d'être N.O.-S.E., c'est-à-dire fait un angle notable avec celle des plis anciens ; celle-ci se rappro-

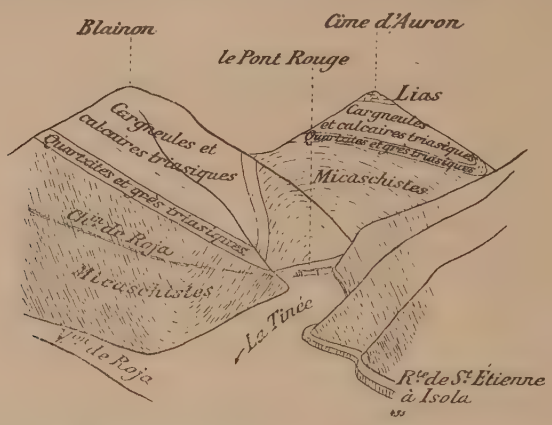


Fig. 15. — Plis anciens et récents dans la haute vallée de la Tinée.

che davantage de la direction des plis récents, entre Isola et Saint-Sauveur, car elle devient O. 30° N.-E. 30° S. D'une façon générale, les terrains cristallins *plongent vers l'intérieur du massif*, qui présente donc nettement, pour la partie française, *une disposition en éventail*, confirmée, pour la partie italienne du même massif, par les recherches de M. Franchi [**79**, p. **12**].

Dans la partie du massif cristallin située aux environs de St-Martin-Vésubie, la direction des schistes cristallins est extrêmement variable, ainsi qu'on peut l'observer facilement sur le trajet de Saint-Martin à la Cime de la Palu, où cette direction change à chaque instant. De même, leur direction N.O.-S.E. à la chapelle de la Trinité, avec plongement vers le N.E., devient à peu près O.-E. avec plongement vers le nord, à Gurcheschure (vallon du Boréon), puis S.O.-N.E. avec plongement vers le N. O., à la Cime de Piagu ; pourtant, au voisinage immédiat de la bordure sédimentaire, la direction des schistes cristallins paraît assez voisine de celle des couches permiennes et triasiques, bien que celles-ci soient souvent discordantes à angle droit sur les gneiss et les micaschistes. Quoi qu'il en soit, on peut admettre d'une façon générale que les terrains cristallophylliens se présentent, dans toute la longueur du massif du Mercantour, avec une direction sensiblement parallèle à celle du grand axe de l'ellipse que forme leur affleurement sur la carte, et avec un plongement presque constant vers l'intérieur du massif.

Cette conclusion est aussi celle à laquelle est arrivé M. Franchi (*loc. cit*), et l'on voit par suite que l'axe tectonique du massif, *pour les plis anciens*, coïncide à peu près exactement avec le grand axe de l'ellipse suivant laquelle affleurent les schistes cristallins.

Nous verrons plus loin que l'on arrive à un tout autre résultat pour les plis récents de la *couverture* du massif cristallin.

B. MOUVEMENTS OROGÉNIQUES AYANT EU LIEU DEPUIS LE PERMIEN JUSQU'A LA FIN DU CRÉTACÉ

Dans la partie stratigraphique de ce travail, j'ai déjà indiqué les régressions et les transgressions aux diverses époques de cette longue période et la répartition probable des parties émergées à chaque étage ; je rappellerai brièvement ici ces résultats.

Houiller. — La première incursion de la mer, à l'époque stéphanienne ou au début de l'Autunien, a été localisée sur le bord du massif cristallin, en quelques points situés dans la haute vallée de la Vésubie, au voisinage de Saint-Martin et de Roquebillère.

Permien. — Au moment de la grande transgression qui correspond à la base des grès franchement permiens, il s'est produit vraisemblablement un abaissement du massif du Mercantour, ce qui a permis à ces grès de se déposer sur toute sa bordure méridionale jusqu'un peu au-delà de St-Sauveur vers l'ouest et jusqu'à la Cime de l'Abisso vers l'est (Franchi, **75**), en pénétrant assez loin dans l'intérieur du massif, mais sans passer probablement au-dessus de sa partie centrale.

Toute la surface située entre Valabres et la limite nord de la région étudiée ici devait être émergée, formant probablement une chaîne, orientée à peu près N.O.-S.E. et qui prolongeait le massif cristallin vers le nord ouest. Les dépôts permiens ne reparaissent qu'au voisinage du Col de Pourriac, sur le territoire italien, et dans la haute vallée de l'Ubaye, près de Roburent.

J'ai signalé en outre la probabilité d'une surélévation peu importante de ce massif émergé, pendant le dépôt des schistes rouges, qui manquent généralement à la limite extrême des affleurements des grès inférieurs, recouverts directement par le Trias ; cette explication s'impose à moins qu'on n'admette que la partie supérieure des grès représente en ces points, c'est-à-dire suivant la bordure du massif émergé, un faciès latéral des schistes rouges.

Enfin, je ferai remarquer que ces derniers présentent leur maximum de puissance sur l'emplacement du dôme actuel de la Cime de Barrot, ce qui confirme le fait souvent observé que les surélévations anticlinales se sont fréquemment produites sur l'emplacement d'anciens géosynclinaux.

Trias. — Le début du Trias est marqué par une transgression générale et en particulier par l'affaissement, au-dessous du niveau de la mer, de toute la partie

nord-ouest du massif cristallin actuel et de la chaîne qui le prolongeait vers le N.O. à l'époque permienne. La présence autour du bord français du massif actuel d'une ceinture absolument continue de quartzites, reposant en transgressivité sur les schistes cristallins dans la vallée supérieure de la Tinée, aussi bien que l'existence de lambeaux isolés sur l'axe même du massif (Mont Tortissa, Cime de Blancias), démontrent ce fait d'une façon indiscutable.

Il semble au contraire que la partie centrale du massif était émergée au moment du dépôt des quartzites, car on peut observer en un certain nombre de points la superposition directe de la série calcaréo-magnésienne supérieure sur les schistes cristallins, sans quartzites intercalés ; j'ai indiqué un de ces exemples dans la vallée supérieure de la Vésubie, et M. Franchi a retrouvé, à de grandes altitudes, des affleurements analogues sur la partie italienne du versant méditerranéen du massif [75]. Par suite, l'affaissement de la partie centrale de celui-ci a continué pendant le dépôt même du Trias ; il m'est d'ailleurs impossible de démontrer actuellement que les couches supérieures ont recouvert complètement l'emplacement de ce massif ou bien qu'il était resté une partie centrale émergée. J'ai montré, de plus, dans la partie stratigraphique de ce travail, l'existence de mouvements locaux pendant toute la durée du dépôt du Trias.

Quoiqu'il en soit, il me paraît certain que *la mer triasique supérieure est l'une des plus étendues, sinon même la plus étendue*, de celles où se sont déposés les divers terrains que l'on rencontre dans la région.

Jurassique inférieur et moyen. — J'ai indiqué, contrairement à l'opinion de Dieulafait, que les couches à *Avicula contorta* ont encore une extension assez considérable vers le nord, quoique beaucoup plus restreinte que celle du Trias.

Nous avons vu aussi que, pendant le dépôt du Lias et du Jurassique moyen, la région située à l'est de la Vésubie était émergée, se reliant probablement à l'extrémité orientale du massif cristallin. Il m'a été impossible d'arriver à une conclusion certaine pour la partie occidentale de ce dernier, car les divers dépôts en question y sont complets dans sa bordure ; toutefois je rappellerai que, tandis que le Sinémurien y présente partout un faciès uniforme, les dépôts supérieurs montrent, dans la région avoisinante de la partie centrale du massif cristallin, un faciès différent de celui qui existe à l'ouest et au nord-ouest.

Sans vouloir tirer de conclusion de la *nature* des faciès, je ferai remarquer que le faciès calcaire se poursuit vers le sud, le long de la partie qui était émergée, avec des caractères identiques à ceux qu'il présente au voisinage de la partie centrale du massif cristallin; peut-être cette *continuité* serait-elle un argument en faveur d'une émersion de cette partie centrale du massif, se reliant avec la région émergée située à l'est de la Vésubie. Le même fait a été d'ailleurs démontré directement par M. Franchi pour la partie orientale du massif, où il a vu le Tithonique reposer directement sur le Sinémurien, entre Valdieri et le Col de Tende, et même sur les gneiss à la Rocca dell' Abisso. Quant à l'extrémité nord-ouest de ce massif, je n'ai aucun indice d'une émersion ; mais toutefois, le Tithonique repose directement sur le Trias à Gyroporelles à l'Argentera, dans la haute vallée de la Stura, et

d'autre part l'absence de sédiments intermédiaires entre le Sinémurien et le Bathonien, et la présence de brèches dans ce dernier, au Col du Ciavalet, semble indiquer la présence de surélévations locales.

Quant au dôme de Barrot, je n'ai aucune preuve certaine d'un mouvement d'ascension ; on voit bien, au S.E. de ce dôme, les calcaires à Gryphées reposer directement sur les schistes rouges permiens, mais je pense qu'il s'agit là d'une disparition de couches *par étirement mécanique*, ainsi que je l'indiquerai plus loin. Toutefois il existe, dans la vallée de la Roudoule, une variation des faciès du Jurassique inférieur et moyen analogue à celle qu'on observe le long de la région émergée, car les couches comprises depuis le Lias jusqu'aux marnes à *Phylloceras tortisulcatum*, très réduites, sont représentées par des calcaires compacts ; peut-être, par analogie, pourrait-on émettre l'hypothèse que ce point, sans être émergé, était du moins surélevé ; la réduction considérable dans l'épaisseur de ces niveaux milite dans le même sens.

Jurassique supérieur. — Dans le cas où l'on n'admettrait pas l'existence des parties émergées que j'ai indiquées plus haut, à l'époque du Jurassique inférieur et moyen, il serait alors nécessaire d'admettre que ces régions se sont surélevées avant le dépôt du Jurassique supérieur et que les assises en question ont été enlevées partout, ce qui me paraît invraisemblable. Quelle que soit l'hypothèse admise, il n'en est pas moins certain que la région entière était sous les eaux à la fin du Jurassique ; mais, dans les régions où il n'existe pas de Jurassique inférieur et moyen, le Jurassique supérieur est à l'état de calcaires blancs, d'origine corallienne, tandis qu'il est resté vaseux dans les points où la sédimentation a été continue. Cette différence s'explique facilement par une différence de profondeur des eaux.

La présence d'affleurements calcaires à Polypiers sur la bordure nord et est du dôme de Barrot semble indiquer aussi l'existence d'un premier exhaussement certain de ce dôme par rapport à la région environnante.

Crétacé. — L'histoire de la région pendant la période crétacée nous montre les faits principaux qui suivent. Pendant le Crétacé inférieur, toute la partie occidentale des Alpes-Maritimes françaises a formé une même zone de sédimentation, dans laquelle on observe seulement une variation graduelle de faciès ; à mesure qu'on se dirige du nord, où se rencontrent des sédiments très marneux et de couleur noire ou très foncée, jusque vers le sud, les calcaires acquièrent une plus grande importance et deviennent progressivement de couleur plus claire, en se rapprochant de la région des calcaires à Spatangues. En outre, nous avons vu que la sédimentation paraît avoir été absolument continue à la limite occidentale de la région, en sorte que le Crétacé inférieur s'y relie insensiblement au Cénomanien ; au contraire, à mesure qu'on se dirige plus à l'est, les sédiments marneux intercalés entre le Barrémien et le Cénomanien se réduisent, puis disparaissent, sans que je puisse dire avec certitude s'il s'agit d'un mouvement ascendant datant de la fin du Barrémien ou d'un mouvement

plus récent, antérieur seulement au début du Cénomanien, qui aurait arasé les couches situées sur la partie surélevée de bombement. La première hypothèse me paraît toutefois plus vraisemblable pour la partie de la région située à l'est de la limite N.-S. que j'ai indiquée, à cause de la réduction de l'épaisseur des assises néocomiennes par rapport à celle qu'elles présentent vers l'ouest ; ce fait semble indiquer qu'elles s'y déposaient sur une partie déjà surélevée.

Il me paraît donc probable qu'un bombement, situé à peu près sur l'emplacement de l'aire de la Bevera, s'est progressivement formé pendant le dépôt du Néocomien et du Barrémien, très réduits sur son emplacement, très épais au contraire quand on se dirige vers les Basses-Alpes ; l'accentuation de ce bombement a rejeté la mer aptienne vers l'ouest. Puis, à l'époque de l'Albien, tandis que la sédimentation continuait sur l'emplacement de la mer aptienne en donnant des marnes noires semblables, la mer a reconquis l'emplacement du bombement primitif en y déposant les couches glauconieuses ; seule la partie occidentale du bombement, où le Néocomien et le Barrémien présentent encore leur épaisseur normale, manque à la fois de sédiments aptiens et albiens. Nous voyons donc qu'il a dû se produire un déplacement vers l'ouest de la partie la plus surélevée du bombement ; mais la mer cénomanienne a elle-même recouvert cette partie où manque le Gault et s'est uniformément étendue dans toute la région des Alpes-Maritimes, par le mouvement général de transgression qu'on lui connaît presque partout.

Il n'existe même aucun indice, dans les divers affleurements cénomaniens les plus voisins du massif cristallin du Mercantour, qui permette d'admettre avec certitude l'existence d'une partie émergée sur l'emplacement de ce massif. Au contraire, nous avons vu qu'à l'époque turonienne il s'est produit un bombement très net au voisinage de l'extrémité nord-ouest de ce massif, accompagné d'une transgression et de l'arasement des couches plus anciennes, ainsi que de l'établissement d'un faciès à Rudistes ; ce bombement est le précurseur d'un autre plus important, antérieur au Nummulitique et qui n'est probablement que l'extrémité d'un grand dôme occupant l'emplacement du massif cristallin. D'ailleurs, sauf ce bombement local, dans le voisinage duquel les couches supérieures du Crétacé présentent de la base au sommet un faciès uniformément calcaire, tout le reste de la région semble avoir été dans des conditions très uniformes jusqu'à la fin du Sénonien, époque à laquelle se sont produits les très importants mouvements que je vais décrire maintenant et qui ont été accompagnés d'une émersion complète de toute la région, jusqu'au retour de la mer nummulitique.

C. — MOUVEMENTS POSTÉRIEURS A LA FIN DU CRÉTACÉ

Les mouvements qui se sont produits après la fin du Sénonien et avant le dépôt des premières assises nummulitiques à *Numm. perforata* sont beaucoup plus intenses que les précédents et en beaucoup de points comparables aux plissements post-oligocènes, ou plissements alpins proprement dits.

J'ai indiqué que la longue émersion de la région avant le retour de la mer nummulitique avait dû permettre l'arasement par érosion des reliefs formés à la fin du Crétacé, en sorte que la mer nummulitique a pu passer sur l'axe d'anticlinaux importants formés après le Sénonien, mais complètement arasés. L'étude des lambeaux nummulitiques permet, partout où ils existent, de reconstituer plus ou moins exactement l'emplacement et *même la coupe* des plis antérieurs, et j'indiquerai, dans ce qui va suivre, les résultats auxquels je suis arrivé à cet égard. Mais, comme dans beaucoup de points il n'existe plus de Nummulitique et que, lorsqu'il est conservé, c'est d'ordinaire seulement suivant les synclinaux, il me sera souvent impossible, étant donné un pli, de reconnaître s'il est post-nummulitique ou s'il était ébauché avant cette période. Par suite, pour l'homogénéité de la description, je vais aborder l'étude en bloc de tous les plis postérieurs au Sénonien, qu'ils soient anté-nummulitiques ou post-nummulitiques, en indiquant, toutes les fois que cela me sera possible, la part qui revient aux deux périodes.

Mouvements du sol contemporains des dépôts éogènes. — Il est toutefois un point particulièrement intéressant que je ne saurais passer sous silence, parce qu'il montre que, même pendant le dépôt des terrains éogènes, l'activité du phénomène de plissement n'avait pas complètement cessé. D'ailleurs, si je n'ai observé en aucun autre point de traces de mouvements contemporains, cela tient peut-être à la même raison qui masque en général la discordance du Nummulitique sur les terrains plus anciens, c'est-à-dire à la situation habituelle de ses affleurements, conservés dans le centre de synclinaux.

L'accident en question est un bombement situé vers l'extrémité nord-ouest du massif cristallin, au voisinage du hameau de Bouzieyas, et c'est à peu près sur son emplacement que s'est produit le bombement anté-turonien que j'ai indiqué plus haut. Les mouvements d'oscillation ont continué après la fin du Crétacé et après la période éogène ; je ferai d'ailleurs remarquer que cet accident semble n'avoir été qu'une annexe du dôme du Mercantour. Celui-ci, compliqué ultérieurement

par les plis post-éogènes, avait dû se surélever en masse avant le dépôt du Nummulitique, ainsi que l'indique la présence de galets de schistes cristallins dès la base de celui-ci, puis dans toute la hauteur de la série arénacée supérieure. Peut-être ne serait-il pas trop hasardeux d'étendre, à l'ensemble du dôme du Mercantour, les résultats que nous fournit l'examen du bombement en question.

Le calcaire nummulitique s'y rencontre en transgressivité très marquée sur les terrains antérieurs (Pl. II, fig. 2) ; d'autre part, la coupe ci-dessous (fig. 16) montre en outre qu'il s'était produit des failles avant son dépôt. Cette coupe ne saurait s'interpréter autrement, à mon avis, que par une surélévation de la partie gauche par rapport à celle de droite, qui, combinée avec l'arasement produit avant le dépôt du Nummulitique, a permis à celui-ci de se déposer sur les marnes oxfordiennes d'un côté de la faille, et sur le Crétacé de l'autre côté [1] ; un mouvement postérieur inverse a ramené ensuite les couches de même âge du substratum sensiblement au même niveau des deux côtés. Quoi qu'il en soit, on constate l'existence d'un important mouvement positif suivi d'arasement avant le dépôt du Nummulitique.

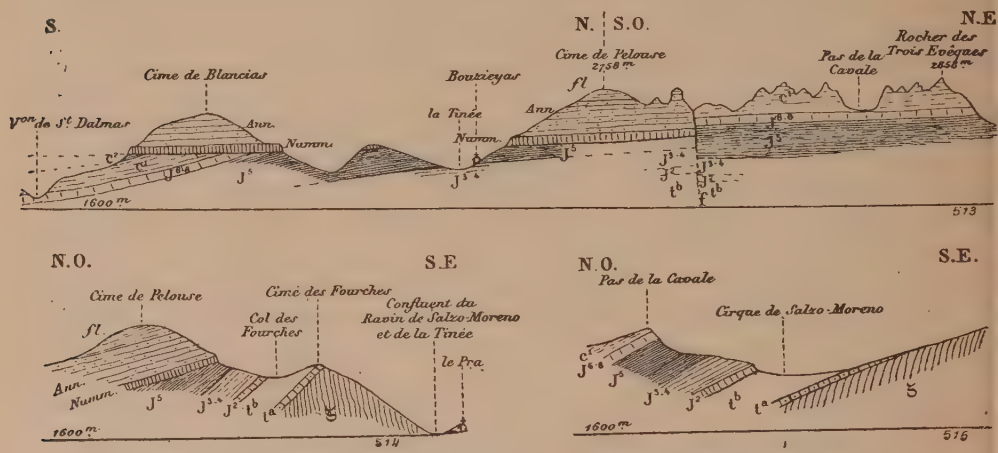


Fig. 16. — Coupes montrant l'existence d'une faille anténummulitique à l'extrémité nord-ouest du massif cristallin du Mercantour.

(Les deux coupes inférieures sont faites perpendiculairement à la coupe supérieure, de part et d'autre de la faille).

Notations des Pl. II-V et de la carte géologique (Pl. VIII) pour les terrains antérieurs au Nummulitique. — *Numm.*, Calcaire nummulitique. — *Ann.*, Grès d'Annot. — *fl.*, Flysch. Echelle : 1/80.000.

De plus, on rencontre la trace de mouvements contemporains des sédiments éogènes ou, pour préciser davantage, d'un bombement produit pendant le dépôt des grès d'Annot.

[1] L'étude du vallon du Lauzanier, situé plus au nord, permettra peut-être de reconnaître si cet accident a intéressé ou non les calcaires turoniens, c'est-à-dire s'il est postérieur ou antérieur à leur dépôt.

Au-dessus des Cluos de Bouzieyas, on voit en effet les grès d'Annot reposer directement sur les marnes oxfordiennes (fig. 17) ; on ne saurait guère admettre que les calcaires nummulitiques, qui existent partout dans le voisinage (fig. 16),

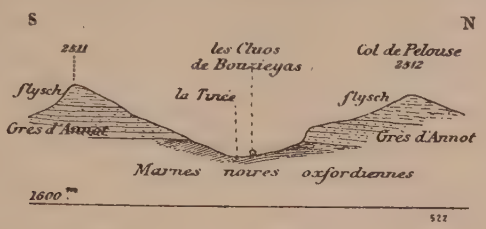


Fig. 17. — Coupe transversale de la vallée supérieure de la Tinée, près de sa source. Echelle : 1/60.000.

sont ici absents parce que l'arasement du bombement était incomplet au moment de leur formation, étant donné surtout que ce seraient les marnes oxfordiennes qui auraient dû résister de la sorte à l'érosion, ce qui est bien peu probable. On ne peut non plus admettre que les calcaires nummulitiques sont ici, localement et sur un très faible espace, représentés à l'état gréseux par la base des grès d'Annot ; l'épaisseur de ces derniers y est en effet très réduite aussi par rapport à ce qu'elle est tout autour de ce point, en sorte qu'il manque manifestement, non seulement le calcaire nummulitique, mais encore la base des grès d'Annot. D'autre part, je n'ai observé aucun accident tectonique récent qui explique cette disparition par une raison mécanique, en sorte que la seule hypothèse vraisemblable me paraît être la suivante. Il a dû se produire, *pendant le dépôt des grès d'Annot, un mouvement local* amenant la formation d'un bombement, qui a été démantelé et arasé à mesure qu'il s'élevait au-dessus des points environnants, en sorte que les assises *supérieures* des grès d'Annot ont pu arriver à reposer, en son centre, sur les marnes oxfordiennes privées de leur couverture de calcaire nummulitique et des grès inférieurs.

On observe d'ailleurs, tout autour de ce point central et même lorsque le calcaire nummulitique a été conservé, une notable réduction dans l'épaisseur des grès d'Annot, qui ne se régularise qu'à une certaine distance.

Description sommaire des plis récents.

Le trait caractéristique de la tectonique de la région, que j'ai signalé déjà dans une note antérieure [83] est la présence d'*accidents elliptiques* (dômes et cuvettes synclinales), se présentant : 1° tantôt d'une façon indépendante des *plis linéaires*, qui se poursuivent sur une grande longueur avec une importance comparable et sont souvent orientés autour de ces dômes ; 2° tantôt au contraire comme des accidents des plis, résultant de surélévations ou d'abaissements locaux de leurs axes.

Enfin, on peut établir *des unités tectoniques d'un ordre plus élevé*, formées de

régions qui, quoique compliquées d'accidents elliptiques ou de plis linéaires, se comportent *dans leur ensemble* comme des accidents anticlinaux ou synclinaux, et que je désignerai sous les noms d'*aires anticlinales* et d'*aires synclinales*. Dans cette première partie, purement descriptive, j'analyserai simplement les accidents que j'ai étudiés, réservant pour un chapitre spécial l'interprétation théorique des faits observés.

Pour la commodité de l'exposition, j'examinerai successivement chacune de ces unités de premier ordre, indiquées sur la carte tectonique de la Pl. I par les numéros I à VII [1].

a). *AIRES ANTICLINALES.*

Il existe deux aires anticlinales principales : la première comprend le massif cristallin du Mercantour et sa bordure tectonique, c'est-à-dire la zone périphérique où les plis sont déversés vers l'extérieur du massif ; je la désignerai sous le nom d'*aire anticlinale du Mercantour* (I). La seconde présente comme principal accident le dôme à noyau permien de la Cime de Barrot, et est limitée au nord-est par la précédente, puis à l'ouest et au sud par deux aires synclinales ; comme elle est principalement drainée par le cours supérieur du Var et ses affluents, je la désignerai sous le nom d'*aire anticlinale du Var supérieur* (II).

1° *Aire anticlinale du Mercantour.*—Au massif cristallin, qui se présente dans son ensemble comme un grand dôme, dont le grand axe est sensiblement orienté N.O.-S.E., se rattache dans le bassin supérieur de la Tinée un faisceau de plis parallèles à cette direction, qui intéressent à la fois les schistes cristallins et les terrains sédimentaires de la bordure du massif ; ils s'atténuent et se perdent, à leur extrémité nord-ouest, dans les puissants dépôts tertiaires qui constituent la chaîne située entre la haute vallée de la Tinée et celle de l'Ubaye et qui forment une vaste cuvette synclinale à faible courbure, dont je parlerai plus loin (*Cuvette synclinale de Sanguinière*).

Plusieurs plis situés à peu près dans l'axe du massif, à son extrémité nord-ouest, produisent des digitations peu importantes de cette extrémité et disparaissent rapidement vers le N.O. dans sa couverture sédimentaire, qui présente dans son ensemble un plongement périclinal bien net autour de l'extrémité de l'affleurement des schistes cristallins.

Au contraire, au sud de la cuvette synclinale de Sanguinière, les plis de la bordure se déversent très fortement vers l'extérieur du massif et se couchent même horizontalement, sur une assez grande largeur ; le plus externe d'entre eux se déverse sur l'aire anticlinale suivante (aire du Var supérieur) et pré-

[1] Ainsi que l'indique la légende de cette carte tectonique, *le fond gris* (pointillés et grisés) montre la distribution des aires anticlinales et synclinales, ainsi que les accidents elliptiques (dômes et cuvettes synclinales) qui les compliquent. Les axes des plis linéaires sont figurés *en rouge*, ainsi que les directions des axes des accidents elliptiques de la deuxième catégorie, c'est-à-dire de ceux qui résultent de surélévations ou d'abaissements locaux des axes des plis linéaires et qui sont souvent groupés en faisceaux.

sente même, dans le soubassement du Mont Mounier, un chevauchement qui atteint certainement 6 ou 7 km. Puis ces plis, déversés vers le S.O., viennent se resserrer en un faisceau étroit aux environs de Roubion et de Saint-Sauveur, où ils sont contigus à un autre faisceau de plis déversés en sens inverse, c'est-à-dire vers le N.E., et qui font partie de la bordure du dôme permien. Les plis de la bordure du massif cristallin s'atténuent ensuite assez rapidement dans le voisinage de Valdeblore en se dirigeant vers l'est.

Plus à l'est, dans la portion du massif située aux environs de Saint-Martin-Vésubie et de Roquebillère, la couverture du massif cristallin présente encore plusieurs plis, disposés ainsi qu'il suit. L'un d'eux, central, se termine au voisinage de Roquebillère à la façon d'un dôme très redressé et même légèrement déversé de toutes parts vers l'extérieur. A l'ouest de ce bombement se rencontre un anticlinal qui provient de l'intérieur du massif et qui se dirige vers le S.E. en se renversant vers le S.O., puis devient N.-S. avec un chevauchement vers l'ouest par pli-faille très accentué, puisqu'il amène le Trias en contact direct avec le Flysch, sur lequel il déborde même. Au contraire, les plis situés à l'est du bombement central viennent sensiblement de l'E.N.E., parallèles au bord sud de l'extrémité orientale du massif cristallin et déversés vers son extérieur, puis subissent une torsion qui les amène N.-S. comme le précédent, mais avec déversement vers l'est, c'est-à-dire en sens inverse.

En résumé, tous ces plis, qui forment primitivement une gerbe très ouverte embrassant le massif cristallin, viennent se réunir en un faisceau très serré, marqué par l'affleurement triasique N.-S. de la vallée moyenne de la Vésubie, qui se comporte comme un anticlinal complexe chevauchant des deux côtés sur les terrains plus récents. Cet anticlinal à double déversement, après s'être réuni à un autre accident analogue, dont je parlerai plus loin, se transforme finalement en un anticlinal unique, déversé vers l'ouest comme tous les plis de la région où on l'observe et qui ne se distingue plus des plis voisins.

Pour cette raison, je considère la partie du massif cristallin située au voisinage de Roquebillère comme étant la terminaison orientale de ce massif, au point de vue des plissements récents.

2° *Aire anticlinale du Var supérieur.* — Cette seconde aire anticlinale est contiguë à la précédente sur tout son bord nord-est ; ces deux aires se distinguent toutefois très facilement par l'indépendance absolue de leurs plis secondaires, et surtout par le fait que, dans toute la longueur où elles sont adjacentes, la bordure de celle du Mercantour chevauche très fortement sur celle du Var supérieur, où les mêmes terrains sont portés à une altitude plus faible que dans la précédente.

L'accident le plus important de l'aire anticlinale du Var supérieur est le grand *dôme* à noyau permien *de la Cime de Barrot*, bordé par *des plis concentriques* déversés vers son extérieur, qui le contournent sur plus des trois quarts de son pourtour ; ces plis forment, aux environs de Guillaumes, de Beuil et de St-Sauveur, un faisceau assez large et formé de plusieurs plis parallèles. C'est ce faisceau qui vient, entre Roubion et Saint-Sauveur, se resserrer fortement au contact de

celui des plis de la bordure du massif cristallin, en produisant aussi un resserrement corrélatif de ces derniers ; il s'arrête brusquement vers le sud, après s'être un peu étalé aux environs d'Ilonse, et les divers plis qui le constituent se terminent dans le flanc nord-ouest d'un vaste synclinal, orienté S.O.-N.E., dont je parlerai plus loin.

A l'extrémité occidentale du dôme de la Cime de Barrot, les plis de sa bordure, quoique moins nombreux que sur son bord septentrional et oriental, sont encore bien nets et contournent cette extrémité sans interruption, pour venir border le flanc méridional du dôme sur une certaine longueur, jusqu'un peu au-delà de la Roudoule (Pl. I).

Il existe encore un autre accident anticlinal un peu analogue, naissant dans l'angle qui provient de l'écartement du dôme précédent et du massif cristallin vers le nord-ouest, c'est-à-dire au voisinage de la Cime de l'Aspre. Il se dirige vers l'O. N.O. et passe dans la vallée du Verdon, aux environs d'Allos, après s'être compliqué d'ondulations longitudinales bien nettes dans la vallée du Var, entre sa source et Saint-Martin d'Entraunes.

B. AIRES SYNCLINALES.

Le reste de la région étudiée, à l'inverse des aires précédentes, anticlinales dans leur ensemble, est constitué par des aires synclinales, compliquées aussi par des plis ou même des faisceaux de plis secondaires et surtout par des accidents anticlinaux elliptiques, analogues aux précédents mais ayant une impo rtance relative moins grande que les aires synclinales dans lesquels ils se rencontrent ; celles-ci sont donc les véritables unités tectoniques.

1° *Cuvette synclinale de Sanguinière.* — Le plus septentrional de ces accidents est une vaste cuvette synclinale à faible courbure, dont le centre est occupé par les puissants dépôts arénacés éogènes qui se rencontrent dans les hautes vallées du Var et de la Tinée, transgressifs vers l'est, presque jusque sur les terrains cristallins. Vers le S.E., cette cuvette s'étend jusqu'à la Cime de la Bercia et produit un rapide plongement des couches vers le N.O., en même temps qu'un brusque abaissement des axes des plis de la bordure du massif cristallin et qu'une diminution très rapide de l'importance de ces plis. On peut dire que ceux-ci se perdent presque immédiatement dans le bord de cette cuvette synclinale (*Cuvette synclinale de Sanguinière*), qui fait d'ailleurs aussi partie de la bordure du massif cristallin, car le pli le plus externe de cette bordure paraît contourner la cuvette en question.

2° *Aire synclinale de Castellet-les-Sausses.* — Le dôme permien et ses plis périphériques sont bordés à l'ouest par un synclinal, dont l'axe est occupé par les dépôts tertiaires du Mont Saint-Honorat, puis par ceux des environs de Sausses, de Castellet et de Saint-Benoît (village situé sur la feuille de Castellane à la

limite de celle de Nice). L'axe de ce synclinal, primitivement N.O.-S.E., subit une brusque inflexion qui l'amène N.E.-S.O. ; de plus, tandis que son flanc oriental reste simple, il existe au contraire des complications dans son flanc occidental. Ces complications tiennent à l'existence de plusieurs plis parallèles à ce synclinal dans sa partie nord, c'est-à-dire dirigés N.O.-S.E., et qui viennent se perdre dans la partie de son trajet orientée perpendiculairement, c'est-à-dire N.E.-S.O. ; par suite, le synclinal occupé par les dépôts nummulitiques des environs de Castellet-les-Sausses et de Saint-Benoît résulte de la confluence de plusieurs synclinaux orientés primitivement dans une direction perpendiculaire, la propagation vers le S.E. des anticlinaux intermédiaires ayant été arrêtée par ce synclinal transversal. Je désignerai ce système complexe sous le nom d'*Aire synclinale de Castellet-les-Sausses et de St-Benoît.*

3° *Aire synclinale du Var moyen.* — Au sud de cette aire vient une série d'accidents synclinaux parallèles, dirigés d'abord S.O.-N.E., comme elle, puis O.-E. et passant *au sud du dôme permien*, tandis que l'aire précédente passait à l'ouest de celui-ci.

Le premier de ces synclinaux se compose d'une simple cuvette (*Cuvette synclinale d'Agnere*), dirigée d'abord S.O.-N.E. Si l'on compare les directions de cette cuvette et du synclinal de Castellet, on voit que, dirigés d'abord, l'un du N.O. vers le S.E., l'autre de l'E. vers l'O., c'est-à-dire formant primitivement un angle obtus très ouvert dans lequel se trouve embrassé le dôme de Barrot, ils se dévient tous deux de façon à se rapprocher en devenant sensiblement parallèles, ainsi qu'on l'observe aux environs du Pont de Gueydan, situé au confluent de la Vaire et du Var. Dans la partie de leur trajet où ils sont parallèles, ces deux synclinaux sont séparés par un anticlinal orienté comme eux du S.O. au N.E., qui passe au hameau d'Enriez et dans le prolongement duquel se trouve le dôme de Barrot. On pourrait penser, au premier abord, que celui-ci résulte d'une surélévation de l'anticlinal en question; mais il n'en est rien et j'essaierai de démontrer plus loin qu'on doit au contraire considérer l'*anticlinal d'Enriez* comme un accident secondaire produit sous l'influence du dôme, qui est plus ancien que lui ; cet anticlinal est une sorte d'éperon, annexe du dôme.

Au sud de la cuvette synclinale d'Agnere vient un anticlinal qui la sépare du synclinal suivant ; cet anticlinal, très marqué à la limite occidentale de la feuille de Nice, s'abaisse brusquement avant de traverser le Var entre Entrevaux et le Pont Noir, par un plongement périclinal des couches, et il a presque complètement disparu dans la vallée de la Roudoule.

Le synclinal suivant (*Synclinal de Puget-Théniers*) est le plus important de tous ceux de la région ; il naît à la limite occidentale de la feuille de Nice, au S.E. d'Entrevaux, par une terminaison périclinale, puis il se dirige vers le N.E. jusqu'à la vallée de la Roudoule, en passant un peu au nord de Puget-Théniers. Il arrive ainsi à constituer la bordure méridionale du dôme de Barrot, relayant dans ce rôle la cuvette synclinale d'Agnere, qui a complètement disparu. Il se dirige ainsi vers l'est en bordant le flanc méridional du dôme; puis, lorsque celui-

ci et sa ceinture de plis concentriques, qui viennent se terminer normalement dans le flanc septentrional du synclinal en question, ont disparu, ce dernier se dirige de nouveau vers le N.E. et vient en contact immédiat avec le massif cristallin à Valdeblore. Il ne garde d'ailleurs pas longtemps cette direction et subit bientôt une déviation qui lui fait prendre la direction N.O.-S.E. de la bordure de ce massif au voisinage de Saint-Martin-Vésubie, puis plus loin celle N.-S. de son prolongement triasique, qui chevauche sur le grand synclinal en question. Celui-ci se termine brusquement au voisinage de Lantosque, sur la rive droite de la Vésubie, d'une façon très singulière ; il existe un abaissement très rapide de son axe, qui produit une cuvette occupée par le Flysch. Les deux flancs nord-est et sud-ouest de la cuvette, ainsi que son extrémité sud, sont renversés *vers l'intérieur* avec étirement des couches, en sorte que, sur un long trajet, le Flysch est en contact immédiat avec les cargneules et les gypses triasiques déversés sur lui, et que cette cuvette disparaît complètement, enfouie pour ainsi dire entre deux bandes anticlinales qui se réunissent.

Ce large synclinal de Puget-Théniers, qui se termine à ses deux extrémités par des cuvettes synclinales, présente aussi sur son trajet plusieurs autres abaissements de son axe figurés sur la carte tectonique (Pl. I). Son flanc sud montre en outre, à partir de Villars, une complication très importante, due probablement à la torsion brusque du synclinal, qui passe de la direction O.-E. à celle N.-S. Au sud du synclinal principal que je viens de décrire, il s'est produit plusieurs anticlinaux secondaires parallèles, qui présentent la même torsion et se déversent du côté de la concavité de sa courbure ; ils se resserrent de plus en plus à mesure qu'ils se rapprochent de la direction N.-S., qu'ils conservent jusqu'au voisinage de Nice. Ce resserrement est tel qu'il amène une véritable imbrication de ces plis, avec disparition par étirement de leurs flancs renversés, ainsi qu'on peut l'observer dans la vallée inférieure de la Vésubie. La situation géographique de ce faisceau de plis me le fait désigner sous le nom de *Faisceau de la Vésubie inférieure.*

Le plus septentrional de ces anticlinaux secondaires passe au Mont Brech et présente la particularité de se déverser *dans les deux sens :* vers le S.O., à la façon habituelle des plis de ce faisceau, et aussi vers l'E., sur la cuvette synclinale qui termine le synclinal principal et dont j'ai parlé plus haut. Le noyau triasique de cet anticlinal se réunit avec celui qui forme le prolongement vers le sud du massif cristallin, et leur ensemble constitue un anticlinal unique, qui présente d'abord un double déversement, puis se simplifie et se termine en un anticlinal à simple déversement vers l'ouest, avec étirement de son flanc renversé.

L'ensemble de tous les accidents que je viens de décrire rapidement, c'est-à-dire la cuvette d'Agnere, le synclinal de Puget-Théniers et le faisceau de plis déversés que j'ai indiqués en dernier lieu, constitue une vaste aire synclinale ; elle comprend au point de vue hydrographique, le bassin du Var moyen (qui suit parallèlement et à peu de distance sa limite méridionale et subit la même torsion vers le sud) ainsi que les bassins inférieurs du Cians, de la Tinée et de la Vésubie. Je désignerai cette aire sous le nom d'*Aire synclinale du Var moyen.*

Elle est limitée au sud par un anticlinal très accentué et sans aucun doute le plus long de la région ; cet anticlinal est jalonné par la crête qui sépare le bassin du Var moyen de celui de l'Estéron. Il présente, d'une façon générale, un *déversement vers le sud*, avec étirement habituel de son flanc renversé le transformant en pli-faille sur une bonne partie de sa longueur. Ce contact anormal, souvent très important et amenant le Trias ou l'Infralias en contact avec le Nummulitique, se produit depuis Rorebel jusqu'à la traversée du Var auprès du confluent de l'Estéron ; il existe encore depuis la limite occidentale de la région étudiée jusqu'auprès du Col du Buis, mais moins important par la distance, dans l'échelle stratigraphique, des divers niveaux amenés en contact.

Cet anticlinal (*Anticlinal du Mont Vial*) présente un abaissement très marqué de son axe au voisinage de Castellet Saint-Cassien, où il n'est plus renversé. Aux environs de Puget-Théniers, il existe, sur le versant nord de la Montagne du Gourdan, un déversement très marqué *vers le nord*, qui aboutit même à un étirement complet du flanc renversé et amène le Trias en contact avec le Crétacé supérieur à 4 kilomètres à l'est de Puget-Théniers; ainsi que je le montrerai dans l'étude détaillée qui va suivre, *ce déversement anormal vers le nord me paraît un fait accidentel et secondaire* et d'ailleurs il coexiste avec le déversement normal du flanc sud de ce pli vers le sud.

On peut dire par suite que, sauf dans le point où se produit l'abaissement de l'axe que j'ai signalé, cet anticlinal présente un déversement et même d'ordinaire un chevauchement par pli-faille vers le sud, accompagné localement d'un chevauchement vers le nord aux environs de Puget-Théniers. Le contact anormal qui se suit sans interruption depuis Rorebel jusqu'à Saint-Martin-du-Var, sur plus de 20 kilomètres de long, se continue encore probablement vers le sud jusqu'au voisinage de Nice, mais il est masqué par les dépôts pliocènes.

4° *Aire synclinale de l'Estéron.* — Au sud de l'anticlinal précédent, se rencontre, dans le bassin de l'Estéron, un faisceau de synclinaux et d'anticlinaux parallèles, dont l'ensemble forme encore une aire synclinale ; elle vient se terminer vers l'est à la courbure du pli-faille précédent, qui coupe *obliquement* la direction générale de ses plis. Ceux-ci présentent des abaissements et des surélévations brusques de leurs axes, produisant des cuvettes synclinales et des dômes allongés, ou tout au moins des anticlinaux qui naissent et disparaissent brusquement comme eux.

Ainsi que le montrent les cartes géologique et tectonique, il existe une cuvette synclinale très nette, remplie par les dépôts sableux de l'Oligocène, au sud de l'anticlinal de Mont Gourdan, et limitée au sud par la montagne des Miolans, celle de Saumelongue et la Tête de la Pinea, près d'Ascros (*Cuvette synclinale de Saint-Antonin*). Un peu à l'est de Sallagriffon, on voit brusquement surgir, au milieu des dépôts crétacés du flanc sud de cette cuvette, un petit bombement de Jurassique supérieur, qui apparaît à une altitude de 650 mètres, s'élève rapidement à plus de 1100 mètres (Cime de la Gacia), tout en se déversant vers le sud, et disparaît aussi rapidement sous les dépôts crétacés, à 500 mètres

environ d'altitude, aux environs de Cuébris. Les deux extrémités de cet anticlinal ou plutôt de ce dôme allongé, couché en son milieu, s'enfoncent rapidement et les dépôts crétacés n'en montrent plus la trace à quelque distance de là.

Il en est de même à la Tête de Carbonnière et aux Concias, près de Gilette, où se rencontre un dôme plus court que le précédent et qui se couche aussi vers le sud, avec étirement de son flanc renversé vers le milieu de sa longueur.

Il existe aussi, plus au sud, une autre bande anticlinale, qui présente plusieurs surélévations brusques de son axe, produisant de petits dômes allongés alignés en chapelet, et qui limite au sud la partie occidentale de la cuvette de Saint-Antonin, tandis que la partie orientale de celle-ci est bordée au sud par le dôme de la Cime de Gacia, dont l'axe est plus septentrional. Dans cette cuvette même on voit surgir, au N.O. d'Amirat, un petit dôme dont la terminaison occidentale est très comprimée. Une autre bande anticlinale forme la Montagne de Charamel et le Mont Saint-Martin et se termine brusquement à l'est de ce sommet par un plongement très rapide.

Cette rapide description montre que le trait caractéristique de la tectonique de cette région est *l'absence de continuité des anticlinaux*, qui se terminent brusquement à leurs deux extrémités. Malgré ces accidents secondaires, elle se comporte dans son ensemble comme une aire synclinale et je la désignerai sous le nom d'*Aire synclinale de l'Estéron.*

Elle est limitée au sud par un grand anticlinal très constant ; les calcaires jurassiques supérieurs du flanc nord de cet anticlinal forment les Bois de Cheiron et viennent passer au village de Gilette, construit sur ces calcaires et au-dessous duquel on rencontre, dans le fond de la vallée de l'Estéron, le Trias qui forme l'axe de cet anticlinal. L'examen de la carte tectonique (Pl. I) montre que cette aire synclinale, large de 15 kilomètres environ au sud de Puget-Théniers, se réduit à 2 kilomètres à Gilette et disparaît même complètement avant d'arriver au Var ; on voit en effet se réunir, au Pont Charles-Albert, les axes triasiques des deux anticlinaux qui la limitent.

5° *Aire synclinale de la Bevera.* — La région dont il me reste à parler est limitée, au nord et à l'ouest, par la bordure orientale du massif cristallin et de l'éperon triasique qui le prolonge vers le sud. Elle présente un caractère très analogue à celui de la zone précédente, c'est-à-dire une absence de continuité des plis, qui là encore sont surtout des *dômes*, souvent couchés en leur milieu avec contact anormal par pli-faille, et des *cuvettes synclinales*. Il faut de plus remarquer que cette zone présente une torsion très accentuée, tenant à ce qu'elle épouse le contour de la bordure sud-est de l'aire anticlinale du Mercantour ; je la désignerai sous le nom d'*Aire synclinale de la Bevera*, du nom du principal cours d'eau qui draine cette région.

A part un déversement vers l'E. et le S.E. du bord nord-ouest de cette aire synclinale, tenant à ce qu'elle est contiguë au massif cristallin, et n'existant qu'en son voisinage immédiat, tous les plis de cette aire synclinale sont déversés *vers la convexité de sa courbure*, c'est à-dire d'abord vers le N.O., puis vers l'O. et même

vers le S.O., quand on se rapproche du littoral. En outre, à partir du point où cesse l'éperon triasique qui prolonge vers le sud le massif cristallin, cette aire synclinale vient en contact avec celle du Var moyen ; ses accidents deviennent parallèles aux plis de celle-ci et se déversent dans le même sens, en formant avec eux un faisceau unique en apparence. Ils s'en distinguent toutefois par le caractère de discontinuité qu'ils présentent, en commun avec ceux de l'aire synclinale de l'Estéron, tandis que les accidents de l'aire synclinale du Var moyen sont, dans cette région, des-plis failles imbriqués qui se suivent d'une façon continue et indiquent que cette aire a été plus comprimée et surtout d'une manière plus régulière que celle de la Bevera.

Les principaux accidents synclinaux de l'aire de la Bevera sont occupés en leur centre par les dépôts éogènes ; au nord-ouest est située une vaste cuvette syn-

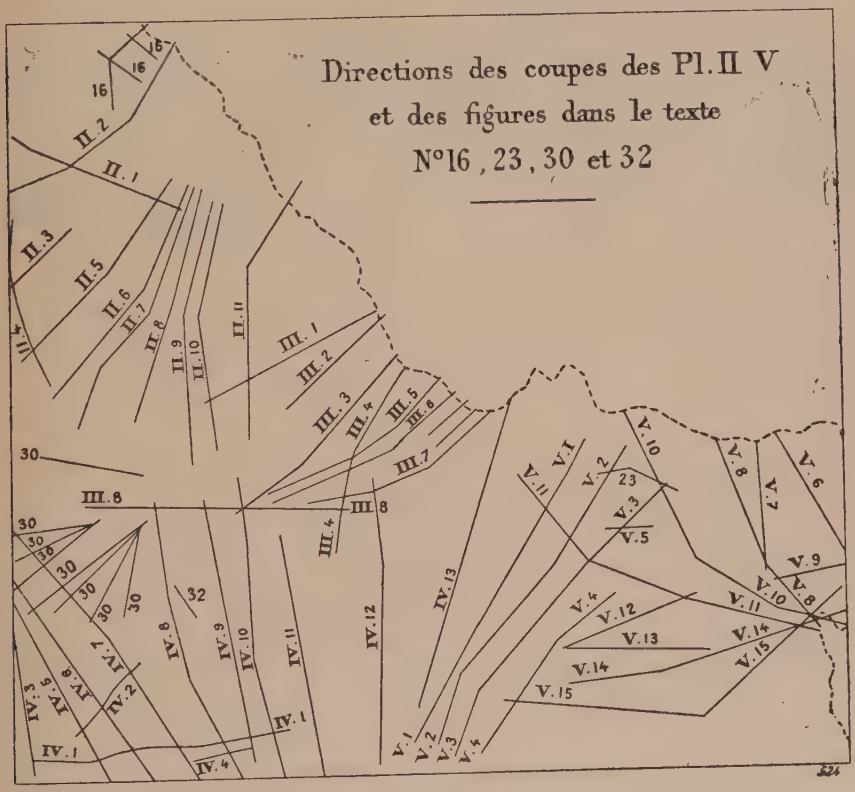


Fig. 18.

clinale (*Cuvette de Peira-Cava*), en contact immédiat avec la bordure du massif cristallin, qui est déversée sur elle. Une autre grande cuvette analogue se rencontre au sud de Coaraze et autour de Contes, et une autre plus petite au Col de Braus ; puis, au nord et au sud-est de Sospel, on observe des accidents analogues, que je décrirai plus loin en détail.

Quant aux accidents anticlinaux, ils sont semblables à ceux de l'Estéron et le plus souvent compliqués en leur milieu d'un chevauchement du noyau jurassique sur le Crétacé de sa bordure occidentale. C'est à ce type qu'appartiennent les dômes de la Cime de Rocca Seira et de la Cime de la Graia ; il existe en outre deux autres accidents anticlinaux beaucoup plus complexes et dont l'érosion plus profonde permet d'observer les noyaux triasiques sur une large surface (affleurements triasiques de Sospel et de la Giandola). Ces accidents sont compliqués de contacts anormaux ne rentrant pas dans le type que je viens d'indiquer, et le premier d'entre eux ne peut s'expliquer que par la préexistence d'un anticlinal, ayant une direction différente de celle des plis du faisceau général, et d'un étirement qui sont venus se superposer à ces accidents antérieurs. Je ne puis entrer ici dans le détail de ces deux accidents anormaux, le renvoyant à l'étude plus complète qui va suivre.

Il me reste maintenant, après avoir terminé cet exposé synthétique de la disposition et de l'allure des plis que l'on rencontre dans la région que j'ai étudiée, à en donner une description plus détaillée, qui me permettra d'établir les résultats généraux que j'ai simplement énoncés. Pour faciliter la recherche des lignes de coupes sur la carte, j'ai figuré dans le croquis de la page précédente (fig. 18), les emplacements des coupes des Pl. II-V et des principales figures dans le texte.

AIRE ANTICLINALE DU MERCANTOUR

a). Région de la Tinée.

J'ai précédemment indiqué la disposition générale des plis, qui, pour toute la partie du massif cristallin comprise dans le bassin de la Tinée, ont sensiblement la direction N.O.-S.E. Certains de ces plis coupent le contour du massif et se prolongent des deux côtés de ce contour, à la fois dans la bordure sédimentaire et dans les terrains cristallins, où il est impossible de les suivre, sauf dans le cas très particulier où les synclinaux y sont jalonnés par des lambeaux de la couverture sédimentaire respectés par l'érosion ; ces lambeaux sont formés par les terrains triasiques, qui reposent directement sur les schistes cristallins dans la haute vallée de la Tinée.

Un premier groupe de ces plis se rencontre vers l'extrémité nord-ouest du massif cristallin et produit les digitations que présente sur la carte géologique la limite des affleurements des terrains anciens au voisinage du grand cirque triasique de Salzo-Moreno. Il existe là deux synclinaux bien nets, occupés par les quartzites et les cargneules triasiques et qui, en raison de la faible résistance des cargneules à l'érosion, sont jalonnés par les deux vallons qui descendent à ce cirque : l'un de la crête frontière entre le Mont Pe-Brun et le Mont Aiga, l'autre, plus important, de la baisse que présente le rameau latéral de la Côte du Morgon supérieur entre son point culminant et la chaine principale, tout à côté du Mont Bal ou Morgon. Le lambeau triasique de la Côte du Morgon inférieur présente aussi une disposition synclinale très peu marquée. Ces divers synclinaux (Pl. II, fig. 2) ont d'ailleurs une importance relativement faible par rapport à ceux que l'on rencontre plus au sud, et ils se perdent très rapidement vers le N.O. ; on ne les rencontre déjà plus dans la paroi nord-ouest du cirque de Salzo-Moreno, formée par la crête qui va du Bonnet Carré au Rocher des Trois Evêques (fig. 16).

En résumé, malgré l'existence de la faille anténummulitique que j'ai signalée précédemment (p. 128) et qui n'est d'ailleurs pas sensible dans les couches triasiques et jurassiques, puisqu'elle a été presque exactement compensée par un mouvement postérieur, la structure de la bordure de l'extrémité du massif cristallin est relativement très simple ; elle se comporte sensiblement, même quand on l'observe à peu de distance des terrains cristallins, comme l'extrémité d'un dôme elliptique à peu près régulier. J'ai montré plus haut que le mouvement de

surélévation a été complexe et s'est fait en plusieurs temps, depuis un premier bombement anté-turonien ; d'autre part, on voit que les plis post-nummulitiques de la bordure, qui sont d'ordinaire extrêmement accentués, ainsi que je le montrerai plus loin, ne se sont pas sensiblement fait sentir à l'extrémité du massif cristallin et n'ont guère fait que relever la lèvre affaissée de la faille anté-nummulitique.

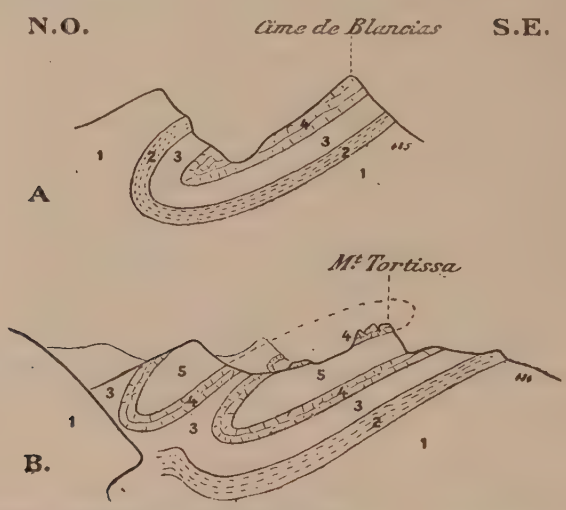


Fig. 19. — Croquis du synclinal triasique du Mont Tortissa, simple dans la coupe A (sur la crête frontière), double pour les couches supérieures dans la coupe B (sur le contrefort du Mont Tortissa).
1. Schistes cristallins. — 2. Quartzites. — 3. Cargneules inférieures. — 4. Calcaires. — 5. Cargneules supérieures.

En se dirigeant vers le sud, on rencontre un autre synclinal, marqué par deux lambeaux triasiques voisins l'un de l'autre et situés, l'un sur le chaînon latéral du Mont Tortissa, l'autre sur la chaîne principale, à la Cime de Blancias et au Col du Fer (des cartes italiennes et de la carte française au 1/200.000, non celui de la carte française au 1/80.000); ces deux lambeaux sont seulement séparés par l'érosion produite par un ravin qui descend du nord sur le lac supérieur de Vens. Ils sont tous deux constitués par les quartzites du Trias inférieur à la base et les cargneules et les calcaires de la série triasique supérieure dans le centre du synclinal. L'examen des deux coupes de la figure 19 montre que ce synclinal est déversé vers le sud, ainsi d'ailleurs que tous les plis suivants de la bordure ; il indique en outre que, simple dans la coupe de la chaîne frontière, il se complique dans celle du Mont Tortissa, où les quartzites forment un synclinal unique tandis que les calcaires triasiques intercalés entre les deux séries de cargneules présentent un double reploiement. Je n'ai pu suivre vers l'ouest la prolongation de ce synclinal jusqu'à la limite des affleurements des schistes cristallins, à cause de l'érosion produite par la Tinée, dont le fond de la vallée est situé à plus de 1000 mètres au-dessous de ce synclinal. Quand les couches triasiques repa-

raissent au-dessus des terrains cristallins, sur la rive droite de la Tinée, ils ne présentent plus d'ondulation appréciable dans le prolongement du synclinal couché précédent.

Au sud de ce synclinal on n'observe plus, jusqu'à Saint-Etienne, de plis de la bordure sédimentaire méritant d'être signalés, et d'autre part l'absence de lambeaux de la couverture du massif ne permet pas de suivre ceux qui pourraient exister à l'intérieur de ce dernier.

Au voisinage immédiat de Saint-Etienne-de-Tinée, on observe un anticlinal déversé vers le S.O., très net à la Cime d'Anelle et à la Roche Iglière, ainsi que le montrent les fig. 5 et 6 de la Pl. II, qui me dispensent de toute explication. Ce renversement ne se prolonge pas plus au nord, car de l'autre côté du vallon de Saint-Dalmas, à la Cime Frandiera, les couches triasiques sont seulement très fortement redressées, parfois jusqu'à la verticale, mais ne sont pas renversées. Au contraire, on peut suivre ce renversement pendant quelques kilomètres vers le S.-O. de Saint-Etienne, sur la rive droite de la Tinée, dans toutes les coupes fournies par les ravins latéraux ; puis ce pli pénètre dans les terrains cristallins, où l'on ne peut le suivre. Il me semble toutefois probable qu'un très petit affleurement de quartzites, situé au-dessus de la chapelle de Douanse, sur la rive gauche de la Tinée, et traversé par le sentier qui monte en lacets à Colla Lunga, doit jalonner le prolongement du synclinal précédent ; mais on en perd ensuite complètement la trace.

Au sud de ce pli, il en existe plusieurs autres, parallèles les uns aux autres et orientés sensiblement O.N.O-E.S.E ; ces plis sont très fortement déversés vers le S. O., c'est-à-dire vers l'extérieur du massif cristallin, comme les précédents. Leur déversement est d'ailleurs beaucoup plus marqué et ils arrivent même à être couchés horizontalement, en sorte qu'ils s'empilent les uns sur les autres, ainsi qu'on peut le constater très nettement dans le vallon de Raja, affluent de la rive droite de la Tinée.

Les fig. 5 à 11 de la Pl. II représentent une série de coupes faites tranversalement à ce faisceau de plis. L'anticlinal le plus externe est le plus important de tous comme amplitude, et le charriage horizontal des couches y atteint plusieurs kilomètres, ainsi que le montrent ces coupes ; c'est lui qui forme la chaîne jalonnée par la Cime de Pal, le Col de Pal, le Mont Rognoso, la Peira de Vic, Rocca Mairé, le Col de Crous, Cima Negra, le Col de Crousette et le Mont Mounier. Le plan axial *horizontal* de ce pli couché passe au niveau des cols de Pal et de Crous, en sorte que les divers sommets de cette chaîne sont formés par les sédiments du flanc normal du pli et que le soubassement, au-dessous du niveau des cols indiqués plus haut, est en grande partie constitué par le flanc renversé de cet anticlinal et par la partie de l'aire anticlinale du Var supérieur sur laquelle il est couché. Si l'on suit l'intersection du plan axial de ce pli couché avec le flanc sud-ouest de cette chaîne, depuis le Col de Pal jusqu'à la Tête de Ciamia, située au nord de Beuil, on voit qu'elle se comporte de la façon suivante, très nette sur la carte géologique au 1/200.000e, ainsi que sur les coupes 5 à 11 de la Pl. II et sur la coupe 1 de la Pl. III.

Les couches les plus anciennes qui affleurent dans l'axe du pli sur le versant S.-O. de cette chaîne sont, au voisinage du Col de Pal et jusqu'au-dessous du Mont Rognoso (Pl. II, fig. 5 et 6), les marnes noires oxfordiennes, recouvertes par les calcaires noirs tithoniques, qui disparaissent peu après sous les marno-calcaires noirs du Crétacé inférieur. Puis, peu après, on voit, au voisinage du hameau de Taulins, le flanc renversé du pli, jusqu'ici complet, s'étirer en produisant un contact anormal du Néocomien avec les marnes noires aptiennes, puis avec les calcaires du Crétacé supérieur ; ce contact anormal est bien net sur la crête qui descend de la Peira de Vic au Col de Barels (Pl. II, fig. 7), et s'accentue jusqu'à la Crête de Rognone, qui descend de Rocca Mairé à la Tête de Merich. On voit en effet, sur cette crête, les marno-calcaires crétacés inférieurs venir chevaucher sur les calcaires crétacés supérieurs, extrêmement réduits et renversés sur un lambeau de terrains tertiaires (Pl. II, fig. 8).

La présence du profond ravin du Tuébi, qui descend du Col de Crous à Péone, empêche de suivre plus loin le pli dans les terrains crétacés et nous ramène au noyau de marnes oxfordiennes, bien développées au Col de Crous (Pl. II, fig. 8), mais qui disparaissent aussitôt sous les calcaires terminaux du Jurassique (Pl. II, fig. 9), puis ceux-ci sous le Crétacé inférieur (Pl. II, fig. 10). Les calcaires jurassiques supérieurs, puis les marnes noires oxfordiennes reparaissent de nouveau au Mont Estrop, dans l'axe du pli, se réunissant en un affleurement unique avec une autre bande de marnes oxfordiennes, qui occupe le centre du synclinal sur lequel est couché l'anticlinal en question et qui forme en même temps le flanc nord d'un anticlinal dépendant de la ceinture du dôme permien et déversé légèrement vers le nord (Tête de Ciarnaja, Pl. II, fig. 11). Mais bientôt apparaissent, au voisinage du hameau de la Lapierre, les dépôts jurassiques moyens et inférieurs, puis les cargneules du Trias, qui forment là le noyau du pli couché que nous suivons depuis le Col de Pal (Pl. II, fig. 11) ; cette bande de cargneules se prolonge jusqu'à la Tête de Ciamia, dont le sommet est formé par les quartzites triasiques situés dans l'axe du pli et reposant sur les terrains plus récents renversés, jusqu'aux marnes oxfordiennes (Pl. III, fig. 1). Enfin, on peut suivre jusqu'au village de Roubion l'axe de ce pli, toujours formé par les dépôts triasiques ; mais dans cette région apparaissent d'autres complications, sur lesquelles je reviendrai plus loin.

J'abandonne donc provisoirement l'étude de la prolongation de cet anticlinal, pour revenir dans la vallée du ravin de Roja, situé au N.E. de la chaîne précédente. La présence de ce profond ravin complique beaucoup l'étude du grand pli couché qui nous occupe, par suite de la raison suivante. Ce ravin, depuis sa source jusqu'au hameau de Ressuenigos, entame seulement les terrains crétacés et jurassiques supérieurs du flanc normal de ce pli (Pl. II, fig. 6 et 7) ; mais bientôt, à mesure que le niveau de son lit s'abaisse, on le voit traverser successivement des couches de plus en plus profondes, jusqu'à entamer le noyau du pli (Pl. II, fig. 8), puis son flanc renversé (Pl. II, fig. 9). Il atteint bientôt les calcaires jurassiques supérieurs, qui occupent l'axe du synclinal sur lequel il est

couché, et même la série des terrains sous-jacents en superposition normale, jusqu'aux micaschistes qui occupent le centre d'un petit bombement situé au voisinage du pont de Pragiela (Pl. II, fig. 10).

Comme j'ai admis que le grand anticlinal couché du Col de Crous est le plus externe de l'aire tectonique dépendant du massif cristallin, parce que c'est le dernier pli déversé vers l'extérieur de celui-ci, on voit que les terrains rencontrés au-dessous du plan axial du synclinal sur lequel il est couché appartiennent, au point de vue tectonique, à une zone plus externe, c'est-à-dire à l'aire anticlinale du Var supérieur ; ce fait est indiqué sur la carte tectonique de la Pl. I, où l'on voit le figuré employé pour cette aire apparaître au fond d'une boutonnière, au milieu de la bordure du massif cristallin.

Cet affleurement est d'ailleurs de peu de durée et bientôt le vallon de Roja change de direction et devient S.O.-N.E., c'est-à-dire perpendiculaire à la direction des plis, tandis qu'il leur était à peu près parallèle depuis Ressuenigos ; il traverse le flanc nord-est du bombement du Pont de Pragiela, puis le synclinal qui le surmonte et enfin le noyau triasique et cristallin du grand anticlinal couché du Col de Crous, ainsi que le synclinal plus interne, qui le sépare de l'anticlinal de Las Donnas que je vais suivre plus loin.

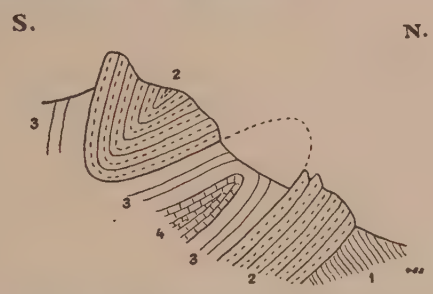


Fig. 20. — Croquis de la Tête des Aiguilles, dessiné de Peira Blanca.
1. Schistes cristallins. — 2. Quartzites triasiques.— 3. Cargneules inférieures jaunes et rougeâtres.— 4. Calcaires triasiques.

On rencontre le prolongement très net du noyau de l'anticlinal du Col de Crous dans le soubassement du Mont Pelevo, où il est formé par les quartzites triasiques discordants sur les micaschistes (Pl. II, fig. 11) ; son axe passe ensuite dans les terrains cristallins, dont la bordure triasique est redressée et renversée, puis on retrouve un axe anticlinal de quartzites au sommet 2310 (au sud de la Tête des Aiguilles) ; cet axe anticlinal plonge fortement vers le S.O., simulant au premier abord un synclinal (fig. 20). La surface axiale du pli couché s'abaisse donc comme dans le soubassement du Mont Mounier (Pl. II, fig. 11) ; le résultat de cet abaissement, provenant probablement d'ondulations postérieures à la formation du pli principal, est que les cargneules et les calcaires triasiques affleurent seuls dans le fond de la vallée de Vignols, au voisinage de ce hameau, puis se relèvent en laissant apparaître de nouveau, sur le versant droit du vallon, les quartzites, qui se relient à ceux de la Tête de Ciama dont j'ai parlé plus haut.

La description qui précède nous montre que, grâce à l'érosion profonde des couches, on peut observer non seulement l'extrémité du pli et les couches relativement récentes de son flanc normal, comme cela a lieu d'ordinaire, mais encore, sur une grande partie de la largeur du chevauchement, les couches qui occupent son axe au voisinage de sa racine et *même le flanc renversé*, ainsi que son soubassement. Cette circonstance, très rarement réalisée, permet donc de pouvoir apprécier, *d'une façon absolument exacte* et sans hypothèse, l'importance du chevauchement de ce pli sur la zone plus extérieure, en mesurant sur la carte ou sur une coupe à l'échelle la distance des intersections de la surface de séparation de deux couches quelconques, par exemple du Trias et du Lias, par les plans axiaux de l'anticlinal couché et du synclinal sur lequel il est déversé ; cette mesure, faite sur la coupe où le chevauchement atteint son maximun (Pl. II, fig. 11), donne une valeur de plus de 7 kilomètres.

Une autre conséquence du fait que l'érosion a traversé le plan axial du pli, est la présence d'une *triple intersection* de ce plan axial avec la surface du terrain ; on voit en effet, soit que l'on se reporte à la carte géologique (Pl. VIII), soit qu'on examine les coupes de la Pl. II, qu'il existe, en plus de la ligne d'intersection que j'ai suivie plus haut du Col de Pal à la Tête de Ciamia, deux autres venant se réunir au point où le vallon de Roja atteint le plan axial du pli, c'est-à-dire aux environs de Ressuénigos. L'un de ces contours (contour moyen) suit la rive droite du vallon de Roja ou plutôt contourne le soubassement du massif du Mounier au nord et à l'est pour venir se réunir au contour externe à la Tête de Ciamia ; ce contour est jalonné sur la carte géologique par un affleurement presque continu de Trias. L'autre contour (contour interne) suit d'abord la rive gauche du vallon de Roja, jalonné par la bande triasique du Colombier, puis passe en dessous du Col de Blainon pour redescendre traverser le vallon de Roja au pont du sentier de Burente, et de là remonter au Mont Pelevo ; il suit ensuite le trajet que j'ai indiqué plus haut jusqu'au voisinage de la Tête de Ciamia, puis se prolonge jusqu'aux environs de Saint-Sauveur, ainsi que nous le verrons plus loin, après s'être réuni avec le contour externe au voisinage de Roubion, quand le déversement du pli devient très faible.

Les coupes 6 à 11 de la Pl. II montrent qu'il existe, à l'intérieur du grand anticlinal couché que je viens de décrire, deux autres anticlinaux parallèles à lui ; ils sont encore fortement déversés, mais toutefois moins que le précédent, sur lequel ils viennent s'empiler. Je désignerai le plus externe sous le nom d'*anticlinal de Las Donnas*, parce qu'il constitue le sommet de ce nom (2474 mètres), qui termine vers l'ouest la crête de Blainon, et le plus interne sous le nom d'*anticlinal du Ciavalet*, parce que son axe passe à peu près par le Mont Ciavalet et le col du même nom. Ainsi que cela a lieu d'ordinaire lorsque plusieurs plis parallèles chevauchent l'un sur l'autre, l'anticlinal de Las Donnas est moins couché que celui du Col de Crous sur lequel il est déversé, et celui du Ciavalet encore moins que celui de Las Donnas.

Avant d'aborder l'étude de ces deux anticlinaux dans le vallon de Roja, où ils

sont le plus nets, je vais rechercher leur origine vers le N.O. et pour cela examiner la coupe fournie par le vallon de Demandols ; celui-ci est sensiblement dirigé du S.O. au N.E., c'est-à-dire perpendiculairement à la direction de ces plis, sauf dans son cours supérieur qui descend du Col de Pal, du sud vers le nord. La fig. 5 de la Pl. II représente une coupe du fond de ce vallon, en même temps qu'un croquis de son versant gauche limité par la crête qui s'étend de la Cime de Pal (2816 mètres) à la Cime d'Anelle et à la Roche Iglière, qui dominent Saint-Etienne-de-Tinée.

Cette coupe nous montre, au Col de Pal et dans le soubassement de la cime du même nom, le grand anticlinal couché du Col de Crous, que j'ai décrit précédemment et qui présente là des ondulations secondaires, visibles à la fois dans le flanc renversé du pli (dans la descente abrupte du Col de Pal à la vallée de la Barlatte, où ils intéressent surtout le Néocomien) et dans son flanc normal, qu'on suit en descendant le vallon de Demandols. Cette descente se fait d'abord dans les marnes noires oxfordiennes et calloviennes, qui présentent de nombreux froissements mis en évidence par les petits lits de calcaire roussâtre intercalés à leur base, ces froissements se déversant tous dans le même sens que le pli principal ; on rencontre même dans le fond du ravin, au voisinage de la bergerie de Bollofré, un petit affleurement des calcaires marneux du Jurassique moyen, occupant l'axe d'un anticlinal secondaire. Le lit du ravin se poursuit ensuite, de nouveau, dans les marnes noires jusqu'au voisinage du hameau de Demandols ; mais on observe nettement sur sa rive gauche, à 1 kilomètre en amont de ce hameau et au débouché d'un ravin latéral qui descend de la Pointe des Trois-Hommes, une ondulation anticlinale très marquée, produisant un reploiement complet des calcaires terminaux du Jurassique, qui forment un escarpement continu au-dessus des marnes noires. Un peu en aval, entre Demandols et la chapelle Sainte-Anne, la vallée traverse un nouveau bombement de peu d'importance, qui fait apparaître le Jurassique moyen au milieu des marnes noires ; puis les couches plongent de nouveau vers le N.E., et la vallée entame finalement la barre calcaire tithonique, qui se relève presque aussitôt en formant un synclinal à faible courbure. Le ravin traverse ensuite successivement les divers terrains qui forment le flanc nord-est de ce synclinal : marnes noires oxfordiennes et calloviennes, calcaires marneux du Jurassique moyen, calcaires liasiques, cargneules et calcaires de la série triasique supérieure, puis les quartzites triasiques inférieurs, discordants sur les micaschistes et les amphibolites, dans lesquels pénètre le vallon avant de se réunir à la Tinée et qui forment le noyau de l'anticlinal déversé de la Cime d'Anelle, que j'ai signalé plus haut.

La comparaison de cette coupe et de celle de la Pl. II, fig. 6, où le synclinal de la Bercia est le même que celui rencontré au-dessous de Sainte-Anne, montre que les deux anticlinaux du Ciavalet et de Las Donnas sont représentés dans le fond du vallon de Demandols par les deux ondulations qui existent au voisinage du hameau de Demandols, et dont l'amplitude est très faible. Celle qui correspond à l'anticlinal du Ciavalet est à peine indiquée par le bombement de Sainte-Anne, qui devient absolument inappréciable dans les terrains crétacés de la rive

gauche ; quant à l'anticlinal plus externe, qui correspond à celui de Las Donnas, il est un peu plus accentué, puisqu'il produit un reploiement complet des calcaires terminaux du Jurassique, mais il disparaît encore dans les terrains crétacés.

On voit donc qu'il se produit *une diminution très brusque de l'amplitude de ces deux anticlinaux*, bien marqués sur la crête qui borde à droite le vallon de Demandols, très réduits déjà au fond de ce vallon, et disparaissant complètement dans le chaînon qui le borde à gauche, en sorte qu'on n'en retrouve plus la trace dans le vallon parallèle de Jallorgues, situé de l'autre côté de ce chaînon.

D'autre part, la comparaison des deux mêmes coupes montre aussi qu'il existe une très grande différence dans l'altitude à laquelle se rencontrent les mêmes terrains dans le fond du vallon de Demandols et sur la crête qui le borde à droite; sur cette très courte distance horizontale (2 kilomètres), il se produit une dénivellation qui peut atteindre 750 ou 800 mètres et qui amène un plongement général des couches vers le N.O. (Pl. II, fig. 1), sur tout le versant droit du vallon de Demandols ; le plongement des couches suit à peu près la pente de ce versant. C'est ainsi que les calcaires tithoniques se rencontrent, dans l'axe du synclinal de la Bercia, à une altitude d'environ 2000 mètres sur le versant sud-est de ce sommet, tandis qu'ils sont entamés par le vallon de Demandols, dans l'axe du même synclinal, à une altitude de 1450 mètres seulement. De même, le Trias apparaît au voisinage du sommet du Ciavalet, à une altitude de 2400 mètres environ, et dans l'axe du même anticlinal on ne retrouve plus, au fond du vallon, que le sommet du Jurassique moyen, à une altitude d'environ 1650 mètres, ce qui montre là une dénivellation de plus de 900 mètres sur une distance horizontale ne dépassant pas 3 kilomètres.

On peut résumer ce qui précède en disant que *les deux anticlinaux du Ciavalet et de Las Donnas disparaissent, vers le N.O., à la fois par un plongement très rapide de leurs axes dans cette direction et par une diminution aussi brusque dans leur intensité.*

Si l'on se reporte à la carte tectonique (Pl. I), on voit que ce rapide plongement se produit au moment où les axes de ces deux plis viennent pénétrer dans la *cuvette synclinale de Sanguinière.* On constate par suite, sans qu'il me paraisse possible d'en donner une raison théorique, *que ces plis ne se sont pas propagés à l'intérieur de cette cuvette* et qu'ils se sont arrêtés très rapidement dans son bord sud-est.

Cette observation me paraît en outre démontrer que la cuvette synclinale de Sanguinière est antérieure ou du moins n'est pas postérieure à la formation de ces plis de la bordure du massif cristallin ; en effet, si elle était postérieure, on comprendrait bien le brusque plongement de leurs axes, mais non la diminution corrélative dans leur amplitude. Il est d'ailleurs facile de montrer que la formation de cette cuvette doit s'être faite après le Crétacé supérieur et qu'elle s'est seulement approfondie légèrement après le dépôt des assises éogènes, qui reposent sur ses bords relevés et arasés. La fig. 2 de la Pl. II montre en effet que,

dans le bord oriental de cette cuvette, les dépôts tertiaires sont fortement transgressifs sur les terrains antérieurs relevés vers l'est ; ils reposent de même en discordance sur le Crétacé relevé vers le sud, sur le bord méridional de la cuvette (Pl. II, fig. 3) ; de même, on les voit à l'ouest, sur la rive droite du Bachelard, reposer sur le Crétacé supérieur fortement plissé avant leur dépôt. Au contraire, dans le ravin de Valloars, qui entame à peu près le centre de la cuvette que forment les terrains tertiaires, ceux-ci sont concordants avec le Crétacé supérieur, très puissant et paraissant avoir son épaisseur habituelle. Par suite, *au moment du dépôt du Nummulitique, les bords de cette cuvette* (je n'ai pas étudié le bord septentrional) *étaient déjà relevés et plissés*, et l'on peut admettre qu'elle s'était ébauchée antérieurement et qu'elle n'a fait que s'approfondir légèrement depuis lors.

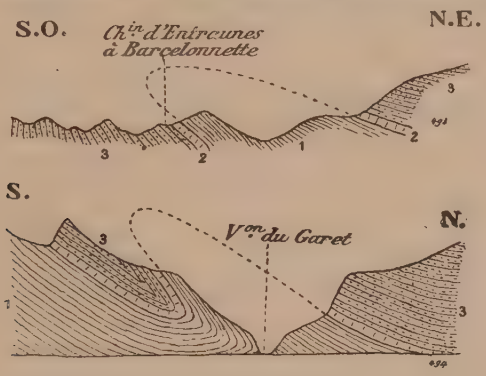


Fig. 21. — Coupes de l'anticlinal couché du Col de la Cayolle : 1° au Col de la Cayolle (A) ; 2° sur la rive droite du Var, au confluent du Vallon du Garet (B).
1. Calcaires crétacés supérieurs ; 2. Calcaires et grès roussâtres à Nummulites ; 3. Grès d'Annot (à droite des deux coupes se voit le bord de la cuvette synclinale de Sanguinière).

Au contraire, s'il est bien certain que le massif cristallin avait commencé son émersion avant le dépôt des assises nummulitiques, sous la forme d'un dôme probablement simple ou ne présentant dans sa bordure que des plis à peine ébauchés, il est aussi démontré que la formation des plis que nous observons actuellement dans sa bordure est postérieure au dépôt des assises éogènes, puisqu'on les voit affectées par ces plis (Pl. II, fig. 8). La conclusion tirée plus haut des relations tectoniques des plis du Ciavalet et de Las Donnas avec la cuvette de Sanguinière est donc confirmée par des raisons stratigraphiques.

Quant au pli le plus extérieur de la bordure du massif cristallin, que j'ai décrit plus haut, il se retrouve au Col de Pal et à la Cime de Pal, sans autre modification qu'une diminution dans l'amplitude de son chevauchement vers l'extérieur. Or je n'ai retrouvé aucune trace de ce pli dans le voisinage du Col de Jallorgues, où il devrait se rencontrer s'il avait pénétré dans la cuvette synclinale comme les précédents, très atténué comme eux, mais n'ayant pu disparaître sur un si court trajet.

Il me paraît beaucoup plus vraisemblable d'admettre qu'il se prolonge vers

l'ouest en *contournant la cuvette*, et que c'est son prolongement que l'on retrouve sur le bord occidental de cette cuvette, à la Cabane du Garet et au Col de la Cayolle (fig. 21 et Pl. II, fig. 2), produisant un chevauchement du bord de cette cuvette sur la zone anticlinale qui la borde.

De la sorte, la cuvette synclinale de Sanguinière ferait partie, au point de vue tectonique, de la bordure du massif cristallin, dans laquelle elle s'est différenciée de très bonne heure. Je dois d'ailleurs faire observer que je n'ai pas suivi la prolongation de l'anticlinal en question depuis le flanc sud de la Cime de Pal jusqu'au fond de la vallée du Var, au milieu des escarpements de Roche-Grande, d'un accès très difficile et formés par les terrains crétacés vus par leur tranche seulement ; cette dernière raison suffirait presque à elle seule à empêcher d'y suivre un pli couché, car ces calcaires sont très semblables du bas en haut de la série.

Après avoir vu de quelle façon se terminent au N.O. les deux anticlinaux du Ciavalet et de Las Donnas, il faut les suivre vers le S.E., ce que montrent les fig. 6-11 de la Pl. II.

Le synclinal sur lequel est déversé l'anticlinal de Las Donnas et qui le sépare de l'anticlinal du Col de Crous est occupé par le Crétacé inférieur au Mont Triboulet, où il n'est pas encore déversé. Mais il l'est déjà au hameau de Ressuenigos, où le centre du synclinal est occupé par les marnes noires oxfordiennes, au-dessus desquelles on rencontre, en suivant le sentier qui monte au Col du Ciavalet, l'axe de l'anticlinal de Las Donnas, marqué par un bourrelet arrondi formé par les calcaires marneux du Jurassique moyen qui percent les marnes noires renversées sous ce bourrelet (Pl. II. fig. 6).

Quand on se dirige vers l'E. S.E., on constate que l'érosion entame de plus en plus profondément l'axe de cet anticlinal (Pl. II, fig. 7) et bientôt on voit apparaître, au-dessous du sommet de Las Donnas, son noyau de cargneules triasiques couché presque horizontalement, tandis que, dans l'axe du synclinal de Ressuenigos, il existe un lambeau de calcaire tithonique au-dessus du Pas de Roja (Pl. II, fig. 8) [1]. D'ailleurs les affleurements jurassiques dans ce synclinal cessent très rapidement, par suite de la direction S.O.-N.E. que prend la crête qui réunit le sommet de Las Donnas au point coté 2175 mètres, en sorte que la coupe qui passe par celui-ci (Pl. II, fig. 9) ne montre plus dans le centre de ce synclinal qu'un peu de Lias, qui disparaît d'ailleurs immédiatement après.

A partir de ce point, on cesse momentanément de pouvoir suivre les axes de ce synclinal et de l'anticlinal de Las Donnas dans le grand affleurement triasique de Blainon ; celui-ci renferme à la fois les axes des trois anticlinaux couchés du faisceau que j'étudie (l'anticlinal du Col de Crous ou du Colombier, celui de Las Donnas et celui du Ciavalet), ainsi que les deux synclinaux intermédiaires

[1] Les faits sont singulièrement compliqués en ce point par la présence d'une petite faille locale ayant amené le glissement dans le fond de la vallée d'un gros lambeau de ce calcaire tithonique, sous lequel le ravin s'est creusé un lit souterrain (*Cluse Antenor*).

(Pl. II, fig. 10). Mais lorsqu'on arrive au voisinage du confluent du vallon de Roja et de la Tinée, la profondeur de l'érosion permet de retrouver de nouveau les axes de ces trois anticlinaux dans la bordure des schistes cristallins, eux-mêmes fortement entamés.

J'ai indiqué plus haut, en effet, comment l'axe de l'anticlinal le plus externe traverse le vallon de Roja pour remonter au Mont Pelevo (Pl. II, fig. 11). Le synclinal suivant se retrouve au contraire sur la rive gauche de la Tinée, en face du Mont Pelevo, jalonné par le plus inférieur des deux lambeaux triasiques superposés qui existent au pied de la Tête de Gerpas ; l'anticlinal couché qui sépare ces deux lambeaux est manifestement la continuation de celui de Las Donnas. Le synclinal suivant, jalonné par le lambeau triasique supérieur, représente le prolongement du synclinal qui sépare les anticlinaux de Las Donnas et du Ciavalet, et il s'observe d'ailleurs très nettement dans la berge droite de la Tinée, au-dessus du Pont Rouge (c'est le synclinal triasique indiqué dans la fig. 15, qui montre l'indépendance des plis récents et des plis anciens).

La continuation de l'anticlinal du Ciavalet est à peu près jalonnée par le cours du vallon d'Auron, au voisinage de son confluent avec la Tinée, et est aussi figurée sur le même croquis ; quant au synclinal suivant (synclinal de la Bercia) sur lequel se déverse l'anticlinal de la Cime d'Anelle au voisinage de St-Etienne, il passe à la Cime d'Auron (Pl. II, fig. 10), puis traverse la Tinée et se retrouve jalonné par le petit lambeau triasique situé au-dessus de la Chapelle de Douanse.

Au-delà de ces trois lambeaux triasiques, qui marquent la prolongation des trois synclinaux principaux de la bordure du massif cristallin, il est impossible de suivre ces derniers ; il me semble toutefois très probable qu'ils traversent de nouveau la Tinée pour revenir sur sa rive droite. On voit en effet, sur la carte tectonique (Pl. I) et sur les coupes de la Pl. III, qu'il existe, aux environs de Vignols, Roubion, Roure et St-Sauveur, plusieurs plis parallèles à la continuation indiscutable de l'anticlinal externe du Col de Crous, et situés *à l'intérieur* de celui-ci par rapport au massif cristallin. Ces plis jouent donc le même rôle que les précédents et il me semble qu'on doit les considérer comme en étant la continuation, bien qu'il existe une partie de leur longueur où l'érosion a complètement enlevé les terrains sédimentaires qu'ils affectaient et où seule une étude très minutieuse et très longue des terrains cristallins permettra peut-être de les suivre. J'ai figuré, sur la carte tectonique (Pl. I), ce raccord hypothétique en pointillé.

La structure tectonique de la partie de la bordure du massif cristallin comprise entre Vignols et Valdeblore est indiquée par les coupes de la Pl. III (fig. 1 à 7). Quand on compare ces coupes à celles de la planche précédente, on est immédiatement frappé par le resserrement beaucoup plus accentué des plis de cette bordure, toujours déversés vers le S.O., mais littéralement empilés les uns sur les autres, et aussi par le fait qu'ils sont moins couchés et viennent pour ainsi dire s'écraser contre un autre faisceau de plis déversés en sens inverse, et que l'on sait déjà être les plis périphériques du dôme de Barrot. Ceux-ci, à peine

indiqués dans les coupes précédentes (Pl. II, fig. 9-11) et très éloignés de la bordure du massif cristallin, s'en rapprochent déjà au voisinage de Beuil, où l'axe triasique de l'un d'eux se montre à la Tête de Ciarnaja, très voisin de l'axe triasique du grand anticlinal couché du Col de Crous (Pl. II, fig. 11). Plus à l'est, ils s'en rapprochent encore davantage, de façon à produire la structure figurée sur les coupes 3 à 6 de la Pl. III, où l'on voit que le grand synclinal couché, surmonté vers l'ouest par la large nappe de recouvrement du Mont Mounier, s'est transformé en un véritable *synclinal composé en éventail*, dont l'axe est à peu près exactement jalonné par le cours inférieur du vallon de Vignone entre Roubion et St-Sauveur.

Les plis qui dépendent de la bordure du massif cristallin sont, dans ce trajet, cantonnés sur la rive gauche, et ceux du dôme permien sur la rive droite de ce ravin extrêmement encaissé et dont les parois, surtout celle de la rive droite, sont à peu près inaccessibles. Fort heureusement, ces plis intéressent là les schistes rouges permiens, les quartzites blancs et les grès violacés de la base du Trias, puis les cargneules jaunes, en sorte qu'il est très facile de suivre les bandes des divers terrains présentant des couleurs aussi tranchées. La photographie de la Pl. VI, prise d'au-dessus de Saint-Sauveur, dans le prolongement de l'axe du ravin en question, montre d'ailleurs la netteté de cette disposition.

Quant à la description complète de ces divers plis, elle nécessiterait de longs détails et une carte à très grande échelle, ainsi qu'une nombreuse série de coupes; les fig. 1 à 5 de la Pl. III indiquent leur disposition en quelques points, mais en réalité il faudrait en donner la coupe presque à chaque pas pour s'en faire une idée absolument complète. Aussi je crois devoir me borner ici à ces indications sommaires, car l'étude détaillée de cette localité mériterait à elle seule un travail spécial, et d'autre part la disposition générale ressort très suffisamment des coupes que je viens d'indiquer.

Sur la rive gauche de la Tinée, les schistes permiens se retrouvent très bien développés dans tout le massif de la Rouagne (qui doit d'ailleurs son nom à leur couleur rouge), suivis au sud par une bande triasique, puis par les divers terrains jurassiques, crétacés et éogènes. Ces schistes rouges présentent encore plusieurs plis bien mis en évidence, comme dans le vallon de Roubion, par les affleurements triasiques qui occupent le centre des synclinaux; tous ces plis sont uniformément déversés vers le S.O. d'abord, puis vers le S. quand on se dirige vers l'est, c'est-à-dire qu'on se rapproche de Valdeblore, où leur direction devient O.-E.

La coupe de la crête dirigée S.O.-N.E., qui part de Saint-Sauveur pour aboutir au Cluot de Malamet et à la Cime de Giraud, montre trois synclinaux triasiques intercalés au milieu des dépôts permiens (Pl. III, fig. 5) et qui se rattachent facilement à ceux de la rive droite de la Tinée.

Dans une coupe parallèle à la précédente, descendant de la Rouagne à la Tinée, à 2 kilomètres au-dessous de Saint-Sauveur (Pl. III, fig. 6), on retrouve les mêmes synclinaux encore marqués par les affleurements triasiques; mais on constate facilement que l'amplitude des plis y est moins grande et d'autre part que l'alti-

tude à laquelle sont portées les mêmes couches va en diminuant. Cette diminution dans l'intensité des plis se fait sentir beaucoup plus fortement encore aussitôt qu'on pénètre sur le versant droit du ravin de Bramafame ; les deux croquis dessinés au-dessous de la coupe du sommet de la Rouagne (Pl. III, fig. 6) représentent deux coupes parallèles à celle-ci, l'une à flanc de coteau, l'autre suivant à peu près le lit du ravin de Bramafame. Elles rencontrent toutes deux les mêmes plis, mais à une altitude de plus en plus faible et avec une amplitude graduellement décroissante.

Le synclinal triasique le plus interne, qui se rencontre entre le sommet de la Rouagne et le Cluot de Malamet, à une altitude de plus de 2000 mètres, descend jusqu'au voisinage de la Bolline, où les quartzites atteignent presque le fond du vallon qui descend de Millefuons ; ils reparaissent sur la rive gauche de celui-ci, formant un synclinal très net dans la coupe du Mont Raja (Pl. III, fig. 7), mais qui n'est plus couché et qui renferme en son centre toute la série triasique, ainsi que le Lias et le Jurassique moyen.

L'anticlinal suivant, qui amène les schistes rouges permiens au sommet de la Rouagne, se retrouve dans le fond de la vallée, à la Bolline et à la Roche (Pl. III, fig. 7), où les quartzites se présentent à une altitude de 1100 m. environ, et d'autre part il n'y présente plus de déversement.

Le synclinal suivant montre une disposition analogue ; à mesure qu'on le suit vers le S.E., les dépôts triasiques y acquièrent un plus grand développement et viennent se réunir, sur la crête au nord de Rimplas, avec ceux qui occupent le centre du synclinal plus externe, dont l'axe passe par l'emplacement même de ce village ; l'important affleurement triasique de la rive droite du ravin de Bramafame est constitué de la sorte par la réunion de ces deux synclinaux.

L'anticlinal qui les sépare nettement au N.O. n'est plus visible que dans le fond du ravin, près du Planet, où il reparaît sous la forme d'un petit bombement des quartzites triasiques et des schistes rouges permiens, encore légèrement déversé vers le sud, mais amenant ces terrains à une altitude très inférieure à celle qu'ils atteignent auprès de Rimplas. Nous retrouvons donc, pour ces deux synclinaux et pour l'anticlinal intermédiaire, le même abaissement et la même diminution d'amplitude que pour les précédents. Dans la coupe de la fig. 7, Pl. III, ils ne sont plus représentés que par des ondulations difficilement appréciables des couches jurassiques et crétacées qui forment le soubassement du Mont-Viroulet.

En résumé, nous pouvons dire que, *à partir du moment où les plis de la bordure du massif cristallin cessent d'être comprimés contre ceux de la ceinture du dôme permien, desquels ils s'écartent à angle droit, ils diminuent très brusquement d'amplitude et en même temps s'abaissent fortement.*

b. — Région de la Vésubie et du vallon du Cairos.

J'ai indiqué plus haut la disposition générale des plis dans cette région, formant une gerbe très étalée qui embrasse un bombement à terminaison périclinale et même légèrement déversé vers la périphérie, cette gerbe venant ensuite se resserrer en un faisceau très étroit, qui se transforme lui-même vers le sud en un anticlinal unique. Je vais suivre ces divers plis de l'ouest vers l'est.

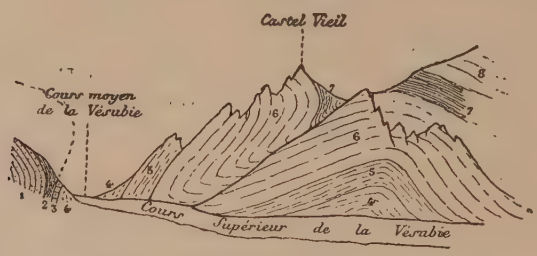


Fig. 22. — Croquis du pli de Castel-Vieil vu du côté nord.
1. Grès permiens. — 2. Schistes rouges permiens. — 3. Quartzites et grès triasiques. — 4. Cargneules et calcaires triasiques. — 5. Calcaires jurassiques inférieurs. — 6. Calcaires jurassiques supérieurs. — 7. Crétacé inférieur. — 8. Crétacé supérieur.

L'anticlinal le plus extérieur, en ce point, de la bordure sud-ouest du massif cristallin est très probablement la continuation de celui du Mont Raja ; il est encore assez visible aux environs du village de Venanson, où les terrains secondaires présentent un redressement très marqué et même en quelques points un faible renversement vers l'extérieur du massif cristallin. Ce pli disparaît ensuite au milieu des terrains crétacés supérieurs, qui forment le soubassement du sommet de Siruol, ou plutôt s'y transforme en une série de petits plis, bien visibles dans la descente du Col du Fort au ravin de Venanson, par la Vacherie des Marains, mais impossibles à suivre plus loin. La direction de ce pli est très oblique par rapport à celle de la Vésubie.

Le synclinal suivant est facilement observable dans la vallée même de la Vésubie; on voit, en effet, sur la rive droite, les calcaires jurassiques supérieurs descendre jusqu'au niveau de son lit, vers le confluent du ravin de Venanson, puis remonter assez fortement, marquant ainsi le passage d'un axe synclinal dirigé à peu près N.O.-S.E., mais impossible à suivre sur la rive gauche de la Vésubie, au milieu des schistes cristallins; on ne le suit pas davantage sur la rive droite, au milieu des puissants dépôts crétacés du Siruol.

La barre escarpée formée par le Jurassique supérieur sur la rive droite de la Vésubie remonte assez fortement au-dessus de son lit pour redescendre ensuite, marquant la présence d'un anticlinal des plus nets (fig. 22) ; il est bien visible aussi sur la rive gauche, à cause de la présence, sur la route même de St-Martin-Vésubie à Roquebillère, d'un affleurement de schistes cristallins qui en occu-

pent l'axe, surmontés en discordance par les grès du Permien inférieur, et ceux-ci directement par les calcaires et les cargneules triasiques, dans l'axe de l'anticlinal. Celui-ci présente un plongement très accentué vers le sud, car les calcaires triasiques affleurent seuls au pied de la berge droite de la Vésubie, tandis que les micaschistes montent déjà à près de 100 mètres au-dessus du fond de la vallée à la traversée de la route et forment ensuite tout le versant gauche, montant jusqu'à plus de 2.300 mètres.

Cet anticlinal se prolonge vers le sud en se déversant vers l'ouest (Pl. V, fig. 2), puis se transforme en un pli-faille qui amène le Trias en contact avec le Flysch, sur le bord de la cuvette de la Cime du Clot de Raut, qui appartient à l'aire synclinale du Var moyen (Pl. V, fig. 3 et 5).

Le synclinal qui suit cet anticlinal vers l'est (Pl. V, fig. 2) est très net sur la rive droite de la Vésubie, dans les escarpements de Castel Vieil, formés par les calcaires jurassiques des deux flancs du synclinal (fig. 22) ; sa trace se perd au nord sous l'épais manteau d'alluvions de Berthemont, qui ne cesse que pour faire place aux terrains cristallins. Vers le sud, par suite de la profondeur de l'érosion produite par la Vésubie, les calcaires jurassiques qui en occupent le centre cessent brusquement et le synclinal se poursuit uniquement au milieu du grand affleurement triasique situé entre Roquebillère et Lantosque ; il est très difficile d'y reconnaître sa trace à quelque distance, au milieu des cargneules et des gypses recouverts par les cultures.

Anticlinal central. — Quand on descend la route de la Vésubie, après la traversée du vallon du Spaillard et après que le manteau épais d'éboulis et d'alluvions a cessé, on pénètre dans les schistes rouges permiens, très réduits d'épaisseur, recouverts par les quartzites triasiques redressés verticalement et visibles en contre bas de la route ; puis, à la traversée du plus important des ravins qui descendent à la Vésubie, à 1 kilomètre environ en amont de Roquebillère, on voit apparaître les grès permiens inférieurs, formant l'axe d'un anticlinal *symétrique*. On peut constater de plus que l'axe de cet anticlinal présente un *plongement vers le S.O.* extrêmement marqué, car les mêmes grès permiens, qui se rencontrent là à une altitude de 600 mètres environ pour leur partie supérieure, montent très rapidement sur la crête de Tres Crous à une altitude de près de 2.000 mètres. La terminaison de cet accident anticlinal se présente nettement, au moins pour les grès permiens qui en occupent l'axe, comme identique à l'une des extrémités d'un *bombement elliptique*, à plongement périclinal.

L'étude des deux flancs de ce bombement au voisinage de son extrémité est facile ; mais, tandis qu'il est possible de suivre l'allure du flanc sud-est très loin de l'extrémité, il n'en est pas de même pour le flanc ouest, car on se trouve arrêté presque immédiatement par l'ablation des terrains sédimentaires, dont il n'existe plus de trace au-delà du Spaillard.

Cette étude m'a conduit au résultat important que *les couches supérieures au Permien sont déversées vers l'extérieur, des deux côtés de cet anticlinal.* En ce qui concerne le flanc ouest, le fait est manifeste, d'après ce qui précède, pour

les calcaires jurassiques, qui forment le flanc renversé du synclinal de Castel-Vieil ; les cargneules et les calcaires triasiques sont cachés presque complètement par les graviers du lit de la Vésubie, creusé au milieu de ces dépôts ; mais, néanmoins, on en retrouve encore la partie supérieure sur la rive droite, au pied de Castel-Vieil (à l'est), plaqués contre les calcaires jurassiques légèrement renversés. Les quartzites, qui affleurent sur la rive gauche en contre-bas de la route, sont verticaux ou à peine renversés ; les schistes rouges permiens sont très réduits, soit par étirement, soit originellement, et seuls les grès permiens qui occupent l'axe du bombement présentent un plongement régulier de 60° environ (fig. 22 et 23).

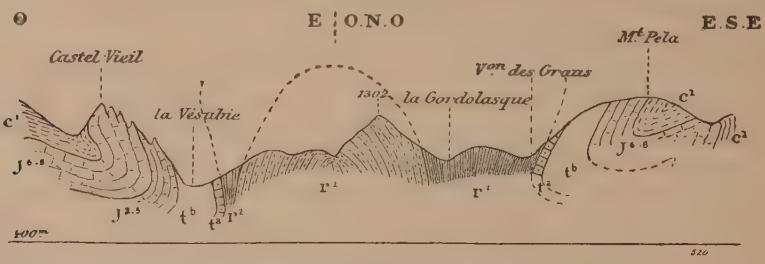


Fig. 23. — Coupe transversale de l'anticlinal central, au nord de Belvédère. Légende des Pl. II-V et de la carte géologique (Pl. VIII). — Echelle : 1/80.000.

A l'extrémité même du bombement, sur un très court trajet, on trouve un plongement normal des couches, visible sur la route entre le ravin qui marque l'axe du bombement et le village de Roquebillère ; dans ce trajet, on voit en effet les quartzites triasiques recouvrir les schistes rouges, avec un plongement normal vers le sud. Mais aussitôt qu'on s'élève sur la rive gauche au-dessus du fond de la vallée, on voit que les cargneules et les gypses (exploités pour la fabrique de plâtre de Roquebillière) sont recouverts par les quartzites légèrement renversés vers le sud, et ceux-ci par les schistes rouges, comme on peut l'observer dans le quartier de Vignuolo et à la chapelle du Planet, située à 1 kilomètre au nord de Belvédère, sur la croupe qui sépare les vallées de la Vésubie et de la Gordolasque.

Par suite, aussitôt qu'on s'éloigne de l'extrémité du bombement pour suivre son flanc sud-est, on voit se produire un déversement analogue à celui qui existe sur le flanc occidental ; ce renversement est plus marqué encore dans la coupe ci-dessous (fig. 23), qui aboutit au Mont Pela, vers le S.E. Ce n'est donc qu'au voisinage immédiat de l'extrémité *et dans le fond de la vallée de la Vésubie*, que l'on observe un plongement normal, sans renversement, faisant exception à ce qui se passe de part et d'autre ; mais la considération de la topographie m'a conduit à admettre que cette exception n'est qu'apparente et résulte probablement de la différence d'altitude : si l'on ne trouve pas de déversement en ce point, c'est que l'érosion y a complètement traversé la partie renversée.

J'admettrai donc que, au moins pour les couches supérieures au Permien, il existe un *déversement périphérique*, peu marqué il est vrai, du bombement central. D'ailleurs, dans le cas même où l'on n'admettrait pas cette interprétation, il n'en resterait pas moins acquis la présence d'un bombement plongeant très

fortement à son extrémité sud, et qui est déversé sur ses deux flancs jusqu'au voisinage immédiat de son extrémité, en se présentant par suite *en éventail.*

C'est ce bombement central que je considère comme représentant la terminaison de l'axe du massif en éventail composé du Mercantour ; nous avons vu, en effet, que les plis situés à l'ouest de ce bombement central sont déversés vers l'ouest. Je vais montrer qu'il existe de même une série de plis parallèles à son bord sud-est et tous déversés vers le S.-E. ; l'ensemble de ce faisceau de plis constitue donc un éventail composé, dont les divers plis sont fortement convergents vers le sud.

Cette constatation me conduit à admettre que les plis parallèles au bord sud-est du bombement central, et qui sont orientés N.E.-S.O., sont la prolongation des plis de la bordure nord-est du massif du Mercantour, ayant subi une torsion à angle droit qui les amène graduellement, de leur direction primitive N.O.-S.E., à celle que je viens d'indiquer, en passant par une direction intermédiaire N.-S., à l'extrémité de l'ellipse formée sur la carte par les terrains cristallins, c'est-à-dire dans le voisinage du Col de Tende.

Malheureusement l'absence de documents précis sur cette région ne me permet pas de vérifier cette hypothèse ; j'espère que la publication des résultats des explorations faites par mon collègue du service italien et ami, M. Franchi, en donnera une confirmation. J'ai indiqué d'ailleurs aussi, dans l'allure orographique de cette région, une disposition analogue (p. 16).

Avant de passer à la description rapide de ces plis dans la région où je les ai étudiés, il me reste encore à parler du lambeau synclinal de Permien situé entre la Cime de la Vallette et celle de Montjoya, c'est-à-dire à peu près dans l'axe du bombement central ; le croquis de la fig. 3 montre que ce lambeau présente une disposition synclinale dans une coupe N.-S. ; il m'a été impossible d'observer nettement la disposition suivant une coupe transversale, à cause de la situation sur une crête, sans ravins perpendiculaires à celle-ci. Néanmoins, je crois pouvoir admettre que ce lambeau marque l'emplacement d'une petite cuvette située suivant l'axe du grand bombement central.

L'examen des fig. 6, 7, 8 et 10 de la Pl. V et de la carte géologique (Pl. VIII) permet de se rendre facilement compte de la disposition des plis du faisceau parallèle au bord de ce bombement, dans les vallons des Graus et du Cairos. On y voit le passage d'un synclinal entre la Cime du Diable et celle du Capelet. Les grès permiens forment ensuite un anticlinal sur le versant sud de ce dernier sommet ; les schistes rouges, et toute la série des dépôts secondaires entrant dans la constitution de son flanc sud sont redressés verticalement ou même légèrement renversés. Cette disposition se poursuit jusqu'au pied du Mont Pela, au voisinage de Belvédère (fig. 23), où se produit une brusque torsion de ce pli, qui se dirige vers le sud en se déversant fortement vers l'est au Caire de Saint-Sauveur (Pl. V, fig. 3), puis en se transformant en un pli-faille qui fait chevaucher le Trias sur le Crétacé supérieur aux environs de la Bollène (Pl. V, fig. 5).

L'anticlinal suivant est fortement marqué au pied de la descente du Col de Raus du côté de l'est (Pl. V, fig. 7), puis est jalonné par le petit affleurement de calcaires jurassiques supérieurs situé au pied de la Baisse de St-Véran, vers le S.O. de ce col (Pl. V, fig. 8) ; on voit ensuite une bande anticlinale de ces mêmes calcaires former la Pointe de Rugger et descendre ensuite au fond du vallon de la Planchette (Pl. V, fig. 10), près de la Chapelle de Saint-Salvaire, où l'anticlinal précédent vient chevaucher sur lui, après sa torsion.

Sur les deux rives du vallon de la Planchette, au milieu des escarpements de La Lombandie et de Malagrata, les calcaires crétacés supérieurs sont affectés de nombreux plis analogues, parallèles aux précédents et comme eux déversés vers le S.E. (Pl. V, fig. 10). La crête qui va de l'Aution à l'Ortighea fournit des plis semblables (Pl. V, fig. 8), et toute cette série de plis parallèles se termine par un déversement assez marqué du Crétacé supérieur sur les terrains tertiaires (Nummulitique et Flysch) de la grande cuvette synclinale de Peira Cava ; ce déversement est très net au voisinage de l'Aution et en particulier, auprès du Camp de Plan Caval (Pl. V, fig. 7), à la Forca, etc., ainsi qu'à l'Arpiglia (Pl. V, fig. 10).

Il arrive même localement, au voisinage de l'Aution, que ce chevauchement soit accompagné d'une disparition des couches nummulitiques par étirement, le calcaire crétacé venant directement reposer sur le Flysch (Pl. V, fig. 8).

Dans le vallon de Cairos et celui de Ceva, il existe une disposition analogue (Pl. V, fig. 6), ainsi qu'au voisinage de Fontan, dans la vallée de la Roya, où l'on rencontre encore des plis couchés analogues, déversés vers le S.E. et commençant à prendre une direction presque N.-S.

c) Terminaison méridionale de l'aire anticlinale du Mercantour

La disposition que j'ai indiquée précédemment est donc bien nette ; il me reste à décrire ce que devient, vers le sud, le prolongement de cette gerbe très étalée de plis disposés en éventail, après leur resserrement en un faisceau très étroit au voisinage de la Bollène.

J'ai indiqué plus haut la façon dont se forment les deux plis-failles qui amènent le chevauchement des cargneules triasiques sur des terrains très récents, des deux côtés de la vallée moyenne de la Vésubie et d'une façon symétrique (Pl. V, fig. 5). Cet affleurement triasique, ainsi disposé en éventail et dans lequel il est impossible de suivre la prolongation des plis précédents, représente donc le prolongement vers le sud de la couverture du massif cristallin.

Le contact anormal cesse d'ailleurs rapidement sur la rive gauche de la Vésubie et l'on voit, aux environs de Lantosque, se reconstituer rapidement la série des couches supprimées par étirement ; mais toutefois le chevauchement vers l'est persiste, comme on peut l'observer à l'entrée du vallon de St-Colomban (fig. 24), où l'on voit les calcaires tithoniques former une charnière anticlinale très nette au milieu du Crétacé. La Vésubie pénètre, pendant un trajet

de 2 km., au milieu de ces terrains crétacés renversés, puis traverse de nouveau les calcaires jurassiques et se retrouve au milieu des cargneules et des gypses triasiques ; le renversement des couches est encore bien net au Rocher de St-Arnoux (Pl. V, fig. 4), et persiste jusqu'à la Cime de Bonvillar, où les couches se redressent et reprennent leur plongement normal vers l'est, au-dessus du Trias (Pl. V, fig. 12).

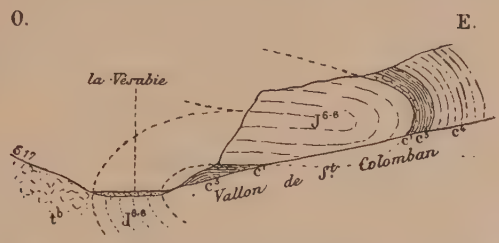


Fig. 24. — Anticlinal déversé vers l'est, à l'entrée du vallon de Saint-Colomban, près de Lantosque.

t^b, Cargneules et gypses triasiques. — J^{6-8}, Calcaires jurassiques supérieurs. — c^1, Néocomien. — c^3, Couches glauconieuses albiennes. — c^4, Cénomanien.

Le chevauchement du Trias sur le Flysch de la cuvette de la Cime du Clot de Raut se prolonge au contraire, sur la rive droite de la Vésubie, jusqu'au voisinage du vallon de Figaret, où se produit une complication assez singulière tenant à la réunion de l'anticlinal en question avec un autre anticlinal, aussi en éventail, qui vient du N.O. et chevauche aussi d'une manière symétrique sur la même cuvette synclinale (Pl. V, fig. 3). Les affleurements triasiques qui occupent le centre de ces deux anticlinaux se réunissent à l'extrémité de la cuvette, en restant toujours en contact avec le Flysch et en formant une bande unique dirigée vers le S.S.E.; cette bande est limitée des deux côtés par les calcaires jurassiques *plongeant sous le Trias* (Pl. V, fig. 4), en sorte que la réunion des deux anticlinaux en éventail a produit un anticlinal unique, encore en éventail. Puis le plongement des couches redevient normal, sur son flanc oriental, et cet anticlinal ne présente plus qu'un déversement unique, vers l'ouest ; le Trias cesse bientôt d'affleurer et l'on voit les calcaires jurassiques de la Cime de Sue Caragn chevaucher sur les calcaires crétacés supérieurs (Pl. V, fig. 12), sur lesquels chevauchaient primitivement le Jurassique et le Trias de l'anticlinal du Mont Brech.

On voit par suite que l'anticlinal en éventail, provenant de la réunion de deux anticlinaux aussi en éventail, s'est finalement transformé en un pli-faille unique, qui se prolonge très loin vers le sud et amène en contact les deux aires synclinales de la Bevera et du Var moyen, sur chacune desquelles était primitivement déversée la bordure du massif cristallin, de part et d'autre de l'anticlinal central. L'influence de ce massif sur le déversement des plis dans son voisinage cesse donc vers l'extrémité de l'affleurement triasique, aux granges de Saint-Pierre, situées sur la baisse qui sépare la Cime de Bonvillar de celle de Sue Caragn, et c'est là qu'il faut placer la terminaison sud de l'aire anticlinale dépendant du massif cristallin (Pl. I).

Il est intéressant de constater que cet important accident tectonique coïncide à peu près avec la limite des faciès du Jurassique supérieur et, d'une façon beaucoup plus exacte encore, avec celle des deux faciès si dissemblables du Crétacé inférieur, tout différent quand on l'étudie à l'ouest et à l'est du cours moyen de la Vésubie. Cette coïncidence ne semble pas être purement fortuite, mais résulter d'une ébauche de l'important accident en question, dès la fin du Jurassique.

AIRE ANTICLINALE DU VAR SUPÉRIEUR

a) Dôme de Barrot et sa ceinture de plis concentriques

Ce dôme présente un allongement assez bien marqué, orienté sensiblement O.-E.; une coupe dirigée suivant son axe principal (Pl. III, fig. 8) montre un bombement très net et régulier des schistes rouges permiens qui en forment le noyau, mais la courbure en est plus faible que dans les coupes transversales, fournies par les gorges profondes au fond desquelles coulent le Var et le Cians.

Vers l'ouest, ce dôme se termine par un plongement périclinal très marqué du Permien, facilement observable dans le trajet de Daluis à Guillaumes, le long de la route qui domine les gorges du Var ; sur les grands côtés, septentrional et méridional, le Permien présente aussi un plongement très fort vers l'extérieur, plus accentué toutefois sur le bord sud que sur le bord nord. Enfin, à son extrémité orientale, le Permien présente encore un plongement périclinal (Pl. III, fig. 3 et 5), déjà visible dans les gorges du Cians, et qui fait que les cargneules triasiques affleurent au fond du vallon de Villette à une altitude bien inférieure à celle atteinte par le Permien un peu à l'ouest. Le noyau permien, bien que recouvert par le Trias et par suite inobservable dans toute sa partie septentrionale, semble toutefois présenter une allure extrêmement régulière, et les courbes de niveau de sa surface supérieure (abstraction faite de l'érosion des vallées) seraient sensiblement des ellipses concentriques, dont le centre est à peu près situé en son point culminant, c'est-à-dire à la Cime de Barrot.

Toutefois, vers le N.E., les schistes permiens reparaissent de nouveau, dans l'axe de plis déversés vers le N.E. et qui font partie de la ceinture des plis concentriques au dôme sur une grande partie de son pourtour ; d'ailleurs le Permien s'y présente à une altitude bien inférieure à celle qu'il atteint entre les vallées du Cians et du Var, dans le noyau central.

Par suite, on peut dire, abstraction faite des points où le Permien apparaît dans les plis de la bordure du dôme et en s'en tenant à la partie centrale, que *le noyau permien du dôme présente de toutes parts un plongement vers l'extérieur, sans plissements secondaires.*

Mais cette simplicité si grande du noyau permien, pour la partie centrale, ne subsiste plus pour la bordure de terrains secondaires ; sur presque tout le pourtour du dôme en effet, cette bordure ne présente plus seulement un plongement régulier comme le noyau permien, mais est au contraire assez fortement plissée. Ce n'est guère que dans la moitié orientale du bord sud du massif que les couches

de la bordure présentent un plongement normal plus ou moins rapide, presque vertical au voisinage de Pradastié (Pl. IV, fig. 11), hameau situé au confluent du Cians et du ravin qui descend de Pierlas, et sans plis secondaires importants.

Dans cette région, la surrection du dôme a été tellement brusque qu'elle a produit un étirement très net de sa bordure ; cet étirement est de plus en plus marqué à mesure que l'on se dirige vers l'est, en partant du voisinage du Col de Mairola, situé entre les villages de Rigaud et de Puget-Rostang (Pl. IV, fig. 10), et se fait sentir surtout dans les cargneules et les calcaires triasiques, qui sont extrêmement réduits à la traversée du Cians, au voisinage de Pradastié (Pl. IV, fig. 11), entre les quartzites et les calcaires liasiques à Gryphées (accompagnés à leur base par les plaquettes infraliasiques) L'étirement s'accentue encore davantage à l'est de ce point, en sorte que dans le vallon de Roby, au voisinage du hameau de Soulié (Pl. III, fig. 7 et 8), on voit les calcaires à Gryphées reposer directement et en discordance sur les schistes rouges permiens.

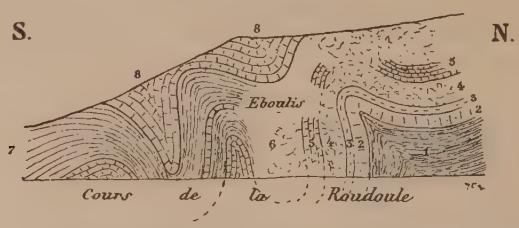


Fig. 25. — Plis de la bordure du dôme de la Cime de Barrot, dans la vallée supérieure de la Roudoule, en face de la Chapelle St-Sébastien.

1. Schistes rouges permiens. — 2. Quartzites. — 3. Grès bariolés. — 4. Cargneules inférieures. — 5. Calcaires. — 6. Cargneules supérieures. — 7. Plaquettes calcaires alternant avec des marnes noires (Infralias). — 8. Calcaires liasiques.

Cette discordance est mécanique et préparée par la présence de deux petites failles parallèles, qui intéressent les schistes permiens et les quartzites triasiques inférieurs, mais se perdent au milieu des cargneules, en sorte que les calcaires à Gryphées restent continus au-dessus, sans qu'on puisse considérer ces failles comme anté-liasiques et le Lias comme transgressif sur le Permien. Cet accident est d'ailleurs de très peu d'importance et la série des terrains se reconstitue absolument complète aux Cluos, ainsi que le montre la fig. 5 de la Pl. III.

Partout ailleurs, le mouvement d'ascension du dôme, au lieu d'être aussi brusque et de produire un semblable étirement des couches, a été au contraire accompagné de la formation de rides concentriques, que je vais suivre autour du dôme, à partir du point que je viens de décrire et en me dirigeant vers l'ouest.

Un peu après que l'étirement a cessé, on voit commencer les rides concentriques, déjà bien nettes dans la vallée de la Roudoule, au nord du village de la Croix (fig. 25). Nous verrons d'ailleurs plus loin que le synclinal de Puget-Théniers a été affecté lui-même localement de plis secondaires déversés vers le sud, bien visibles dans la traversée de la Roudoule et dans le vallon de Puget-Rostang, et qui proviennent probablement de ce qu'on se trouve là en un point de

resserrement maximum de ce synclinal, écrasé entre le dôme permien et l'anticlinal du Gourdan, déversé vers le nord.

On retrouve un pli déversé très net à la Tête de Pibossan, située sur la rive gauche du Var, en face de Daluis, ce pli intéressant tous les terrains jurassiques (fig. 26). Son prolongement se rencontre sur la rive droite du Var à la Tête de Ciangras, bien marqué par l'allure des calcaires triasiques ; l'examen de la carte montre très nettement que ce pli suit fidèlement le contour elliptique du dôme.

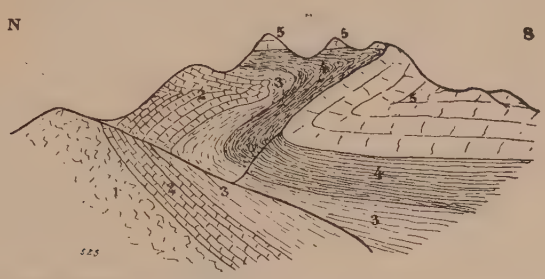


Fig. 26. — Pli de la Tête de Pibossan, vu de la route de Daluis à Guillaumes, à 1 kilomètre en amont de la Salette.

1. Cargneules triasiques. — 2 et 3. Lias et Jurassique moyen. — 4. Marnes noires oxfordiennes. — 5. Calcaires terminaux du Jurassique.

Un peu plus au nord, on rencontre plusieurs plis parallèles, déversés ou au moins dissymétriques, visibles sur le flanc nord du vallon de Bertheon, qui descend de Villeplane au Var. Dans le vallon du Cantet, qui vient immédiatement après, on observe les prolongements de ces plis, ayant pris une direction S.O.-N.E., c'est-à-dire ayant contourné l'extrémité occidentale du dôme. Ces plis sont très visibles sur les deux rives du Var, au voisinage de Guillaumes, où ils traversent la vallée pour prendre une direction O.-E. et devenir parallèles au bord septentrional du dôme ; en même temps, on les voit se multiplier beaucoup au milieu des cargneules et des dolomies triasiques, dont ils augmentent considérablement la largeur d'affleurement, comme on peut le voir sur la carte géologique (Pl. VIII). Ces plis sont parallèles et concentriques au bord du dôme, ainsi que le montre la carte tectonique (Pl. I).

Ils sont très faciles à étudier dans la profonde coupure produite dans les terrains triasiques par la vallée du Tuébi, de Guillaumes à Péone, puis par son affluent le torrent d'Aigue-Blanche, au-delà de ce dernier village. La direction générale de cette vallée coupe obliquement la direction des plis ; mais si on l'examine plus en détail, on voit que le cours du Tuébi réalise assez bien le type des vallées dites *en baïonnette*, traversant en cluses transversales les anticlinaux de calcaires dolomitiques et suivant de temps à autre les synclinaux intermédiaires, vidés plus ou moins complètement des cargneules supérieures par l'érosion. L'examen des coupes de la fig. 27 me dispense de donner des détails supplémentaires sur ces plis, qu'on retrouve d'ailleurs bien marqués aussi sur la chaîne

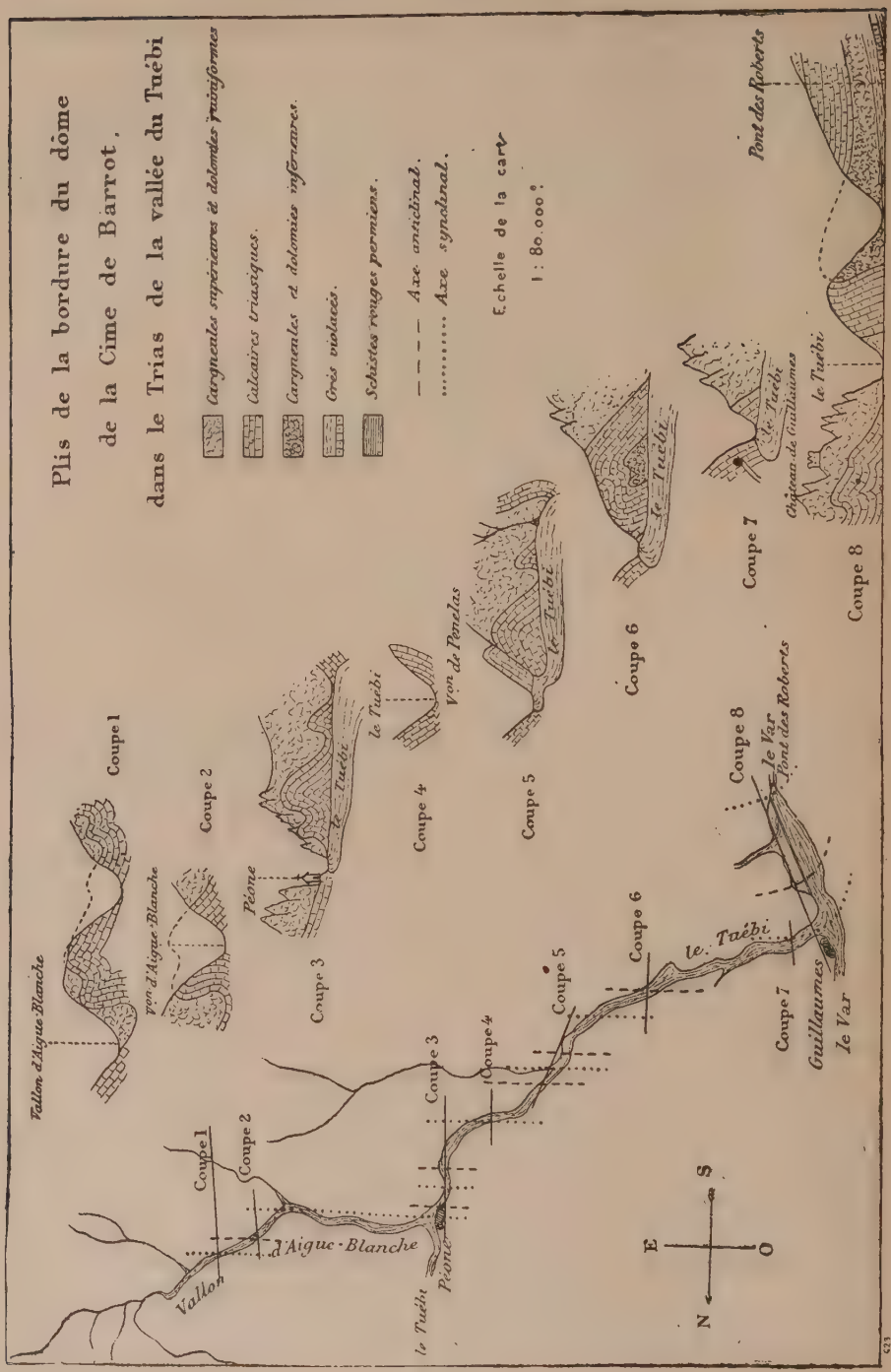

Plis de la bordure du dôme
de la Cime de Barrot,
dans le Trias de la vallée du Tuébi
Cargneules supérieures et dolomies rainiformes
Calcaires triasiques.
Cargneules et dolomies inférieures.
Grès violacés.
Schistes rouges permiens.
Axe anticlinal.
Axe synclinal.
Echelle de la carte
1 : 80.000e
Vallon d'Aigue-Blanche
Von d'Aigue-Blanche
Coupe 1
Coupe 2
Coupe 3
Coupe 4
Coupe 5
Coupe 6
Coupe 7
Coupe 8
Péone
le Tuébi
Von de Penelas
Pont des Roberts
Château de Guillaumes
le Var
Guillaumes
Vallon
d'Aigue-Blanche
Péone
N
S
E
O

Fig. 27.

qui sépare les vallées du Cians et du Tuébi, depuis la Tête du Sapet jusqu'à la Tête de Ciarnaja, intéressant les terrains jurassiques respectés par l'érosion (Pl. II, fig. 10 ; Pl. III, fig. 1). Le plus extérieur et l'un des plus nets de ces plis se montre nettement à la Tête de Ciarnaja (Pl. II, fig. 11), légèrement déversé vers le nord et très voisin du grand pli couché du Col de Crous ou du Mont Mounier.

Le prolongement de ce faisceau de plis parallèles se retrouve dans la vallée du Cians, au voisinage de Beuil (Pl. III, fig. 2), au milieu des terrains triasiques, puis de nouveau dans les affleurements liasiques et jurassiques inférieurs qui se rencontrent sur les hauteurs qui bordent à l'est la vallée du Cians. Ces plis périphériques du dôme permien arrivent ainsi dans le voisinage de Roubion, où ils viennent en contact avec ceux de la bordure du massif cristallin.

Les coupes 3 à 6 de la planche III indiquent la façon dont se comportent ces plis, dans toute la longueur où ils sont resserrés contre ceux de la bordure du massif cristallin, avec la même direction N.O.-S.E. que ces derniers. La coupe de la fig. 4, qui pénètre, à partir du Mont Lieuche, dans le grand synclinal de Puget-Théniers, montre que, dans son ensemble et malgré les plis secondaires, la région comprise entre ce synclinal et la bordure du massif cristallin se comporte nettement comme un anticlinal, bien que cette coupe ne rencontre plus le noyau permien. D'autre part, les diverses coupes en question indiquent aussi que l'altitude à laquelle sont portés les mêmes terrains dans les plis de la bordure du dôme et dans ceux du massif cristallin, est beaucoup plus élevée pour ces derniers.

Parmi les divers plis en question, il faut remarquer un large synclinal non renversé et de courbure assez faible, dont le centre est occupé par les dépôts du Jurassique moyen sur la crête qui descend de la Tête du Pommier vers le N.-E., par le hameau de Bouisses (Pl. III, fig. 3) ; plus au sud on y rencontre les dépôts jurassiques supérieurs et même, de place en place, la base du Crétacé. C'est ainsi que se présentent les deux lambeaux néocomiens marqués sur la carte, l'un au N.E du Lauvet d'Ilonse, sur la crête qui descend de ce sommet à St-Sauveur (Pl. III, fig. 5), l'autre autour des granges de Sabouri, sur la crête qui se termine à l'est par le rocher de Gaudissart (Pl. III, fig. 6). On peut ensuite observer, aux granges du Cluot de Sotteron, un abaissement très marqué de l'axe de ce synclinal, où réapparaissent les couches néocomiennes, puis le Barrémien du Mont et d'Ilonse ; ces couches forment une sorte de demi-cuvette et viennent se raccorder des deux côtés avec les mêmes couches de la bordure du synclinal de Puget-Théniers. Le synclinal en question vient donc se terminer dans la grande aire synclinale du Var moyen, à laquelle il est perpendiculaire, en se fondant pour ainsi dire dans celle-ci, dont la bordure présente une sorte d'apophyse semi-circulaire correspondante.

Nous verrons de même que les autres synclinaux concentriques au dôme et extérieurs à celui que je viens de décrire se terminent de la même façon, et que les anticlinaux intermédiaires cessent aussi brusquement par un abaissement rapide de leur axe avec plongement périclinal en demi-dôme, dirigé vers le cen-

tre du synclinal transversal. Les terminaisons de ces synclinaux et anticlinaux produisent, dans le bord du grand synclinal perpendiculaire, des sinuosités alternativement saillantes et rentrantes dont on peut très facilement se faire une idée en les comparant au tuyautage d'un de ces bonnets de paysannes qu'on rencontre encore dans beaucoup de régions.

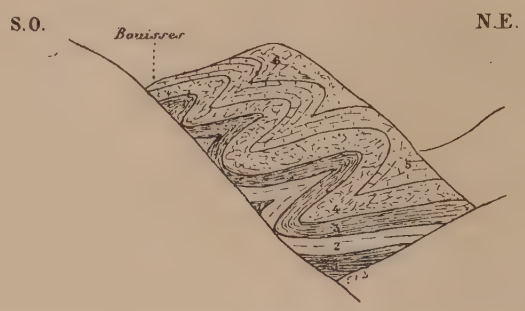


Fig. 28. — Plis de la bordure du dôme de la Cime de Barrot, sur la rive droite du vallon de Vignone, un peu en aval de Roubion.

1, Schistes rouges permiens. — 2, Quartzites blancs. — 3, Grès schisteux violacés et verts. — 4, Cargneules inférieures. — 5, Calcaires. — 6, Cargneules supérieures du Trias.

En dehors du synclinal précédent viennent plusieurs anticlinaux et synclinaux, tous couchés vers le N.-E. jusqu'au voisinage de leur terminaison, et qu'on peut facilement observer sur la rive droite du vallon de Vignone (fig. 28), au-dessous de Roubion, puis sur la rive droite de la Tinée, au-dessous de St-Sauveur (Pl. III, fig. 5 et 6). Après la traversée du vallon d'Abiliera, ils se redressent, quoique encore déversés ou dissymétriques, et on les voit se terminer brusquement par un plongement périclinal des couches qui les constituent ; c'est ce qu'on peut observer facilement sur le chemin muletier qui descend d'Ilonse et aboutit à la Tinée, un peu au-dessus de la Bollinette et près du confluent du vallon de Bramafame. On traverse d'abord dans ce trajet le Barrémien, puis le Néocomien du flanc nord-est du synclinal que j'ai décrit précédemment ; on pénètre ensuite dans les calcaires tithoniques qui forment l'axe de l'anticlinal suivant, fortement déversé au-dessous de Gaudissart. Cet anticlinal est encore légèrement déversé, ainsi qu'on peut l'observer avant d'arriver au hameau du Rous, car les calcaires tithoniques y sont légèrement renversés sur les couches de Berrias ; mais en outre on voit ces calcaires, qui atteignent une altitude de plus de 1200 m. au sommet du versant gauche du ravin que suit le chemin, plonger fortement vers le sud, en suivant à peu près la pente du versant dans l'axe du pli, et n'apparaître sur la rive droite du ravin que sous forme d'un petit bombement qui s'élève très peu au-dessus du fond. L'axe de l'anticlinal subit donc une brusque dépression et on n'en retrouve plus la trace dans le vallon de Duinas, situé au sud du précédent. Après avoir traversé cet anticlinal, dont nous venons de voir la brusque terminaison, on coupe le synclinal suivant, qui se comporte comme le précédent et est presque isoclinal, avec son flanc sud-ouest légèrement renversé, ainsi que nous venons de le voir.

On pénètre de nouveau dans les calcaires tithoniques, puis dans les calcaires oxfordiens occupant l'axe de l'anticlinal suivant, qui n'est plus renversé en ce point, bien qu'il soit encore fortement couché en dessous de Gaudissart ; cet anticlinal se termine, comme le précédent, au voisinage de l'auberge de la Bollinette.

La coupe 7 de la Pl. III, faite parallèlement au bord du grand synclinal de Puget-Théniers, montre l'importance de ces divers plis perpendiculaires, un peu avant leur brusque terminaison ; on y voit nettement qu'ils sont déjà très atténués, par rapport à ce qu'ils étaient dans les coupes précédentes.

Cette terminaison brusque des plis périphériques de la bordure du dôme permien, sans se continuer dans le grand synclinal perpendiculaire qui doit leur être antérieur, est tout à fait analogue à la disposition que j'ai signalée plus haut pour les deux anticlinaux du Ciavalet et de Las Donnas, pénétrant dans la cuvette synclinale de Sanguinière. Il me paraît difficile toutefois de donner une explication théorique satisfaisante de ce fait, qui a été précédemment reconnu aussi par M. Zürcher : « . . . L'observation permet, en effet, de constater que, dans les régions « très fortement plissées, il est très rare que deux plis se croisent ; c'est dans la « grande majorité des cas un raccordement entre les plis ou un arrêt brusque de « l'un d'eux qui se produit à la rencontre. » (1).

Age du dôme et des plis concentriques. — Dans la partie de ce chapitre où j'ai essayé d'analyser les divers mouvements qui se sont produits dans la région depuis l'époque permienne, j'ai indiqué les faits que j'ai pu observer relativement au dôme que je viens de décrire.

Je rappellerai tout d'abord que vraisemblablement, à l'époque permienne, l'emplacement actuel du dôme devait être la partie centrale d'un géosynclinal en voie d'affaissement continuel, ainsi qu'en témoigne l'épaisseur colossale qu'y atteignent les schistes rouges par rapport à celle qu'ils montrent dans les autres localités de la région. L'absence de tout sédiment postérieur au Trias en son centre et la concordance des divers terrains jurassiques et crétacés dans sa bordure rendent difficile l'analyse des diverses phases de l'histoire de ce dôme. Ce n'est guère qu'à la fin du Jurassique que l'on trouve les premiers indices d'une surélévation par rapport aux régions avoisinantes, démontrée par la présence des calcaires de teinte claire et à faciès coralligène rencontrés dans les parties nord et est de sa bordure ; l'absence de témoins du Jurassique supérieur vers le centre du dôme ne permet pas, toutefois, de préjuger si la partie centrale a été émergée ou non. L'histoire de la période crétacée ne m'a fourni non plus aucun document à cet égard, mais il est bien certain que, lors des nombreux plissements produits à la fin de cette période, le dôme de Barrot a dû se surélever par rapport à la région environnante. Le lambeau nummulitique transgressif sur le Crétacé situé au nord de Sausses, c'est-à-dire déjà assez loin du centre, permet de le conclure;

[1] *Zürcher.* Sur les lois des plissements de l'écorce terrestre (*C.-R. Ac.-Sc.*, séance du 22 janvier 1894).

d'autre part la grande différence des faciès du Nummulitique au nord et au sud du dôme indique peut-être que l'arasement avait été incomplet avant le retour de la mer nummulitique. Mais, quoi qu'il en soit, il est bien certain que c'est surtout de l'époque où se sont formés ou plutôt achevés les divers plis de la région, c'est-à-dire postérieurement au dépôt des couches nummulitiques, que date la surrection de ce dôme *dans son état actuel.*

Quant aux plis de sa bordure, il est encore plus difficile de se prononcer à leur égard, en l'absence de tout sédiment postérieur au Néocomien dans le centre des synclinaux ; toutefois il est un fait, d'ordre purement tectonique, qui me paraît pouvoir fournir quelques renseignements. La façon dont se comportent ces plis concentriques par rapport au grand synclinal de Puget-Théniers, que j'ai indiquée un peu plus haut, ne me paraît pas compatible avec une antériorité de ces plis au grand synclinal en question et semble plutôt démontrer qu'ils lui sont postérieurs : il serait en effet extrêmement singulier qu'ils se fussent tous arrêtés dans leur propagation sur l'emplacement du bord d'un synclinal n'existant pas encore. Nous avons vu un fait semblable pour les plis de la bordure du massif cristallin et la cuvette de Sanguinière, où l'on trouve des raisons stratigraphiques confirmant la conclusion à laquelle conduit ce raisonnement. Il me semble donc légitime d'admettre que les plis concentriques au dôme sont postérieurs à la première ébauche du synclinal de Puget-Théniers.

Or, je montrerai plus loin que ce dernier, de même que la plupart des plis importants de la région, a dû se constituer d'abord à la fin du Crétacé et s'accentuer ensuite après le dépôt du Nummulitique ; il me paraît très vraisemblable que les plis de la bordure du dôme datent de cette période d'accentuation des plis antérieurs au Nummulitique, et qu'ils se sont produits en même temps que le dôme se surélevait, que le synclinal de Puget-Théniers s'approfondissait et que les plis de la bordure du massif cristallin se constituaient dans leur état actuel. La structure des environs de Roubion et de St-Sauveur semble bien indiquer aussi la contemporanéité des deux sytèmes de plis qui se sont écrasés l'un contre l'autre.

b) Région située au N. O. du dôme de Barrot

Au N. O. du dôme que je viens de décrire, on rencontre des plis orientés N.O.-S.E., appartenant à un large faisceau qui se prolonge sur presque toute la largeur de la feuille de Digne, jusqu'aux environs de cette ville. Ces divers plis parallèles se sont formés sur l'influence des poussées E.-O., produites entre le massif du Mercantour et un massif résistant situé à l'ouest, et ils suivent une direction presque N.-S. au voisinage de Digne ; mais, dans la région étudiée ici, comme on est au voisinage immédiat du massif du Mercantour, ils se sont moulés sur la bordure de celui-ci et ont pris une direction N. O.-S. E.

Le dôme de la Cime de Barrot, déjà ébauché quand ils se sont formés, s'est surélevé sous l'action des mêmes poussées ; en même temps, il se formait graduellement, *aux dépens des couches superficielles*, une sorte d'*éperon* anticlinal,

qui se raccorde au S. E. avec le dôme et s'atténue progressivement vers le N. O. La formation de cet éperon, parallèle à la direction des plis voisins, entre lesquels il s'intercale, est très facile à concevoir et peut se représenter d'une façon schématique par le croquis suivant (fig. 29).

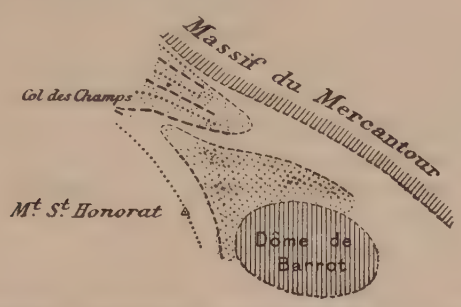


Fig. 29. — Schéma des accidents tectoniques au N.-O. du dôme de Barrot.
---- Axe anticlinal.
..... Axe synclinal.

Les fig. 5 et 6 de la Pl. II donnent des coupes transversales de cet éperon, moins accentué dans la première que dans la seconde au point de vue de l'altitude à laquelle il porte les mêmes couches suivant son axe, ce qui indique un plongement de l'axe vers le N. O. Il est immédiatement bordé au S. O. par un large synclinal (synclinal du Mont St-Honorat), qui passe à l'ouest du dôme de la Cime de Barrot et est dévié vers le sud par la présence de celui-ci. L'éperon vient s'intercaler entre l'axe de ce synclinal et celui de l'anticlinal qui lui est contigu à quelque distance au N. O. du dôme ; cet anticlinal, très net au Col des Champs, sur la crête qui sépare les vallées du Var et du Verdon, traverse la vallée du Var à 3 kilomètres au nord de St-Martin d'Entraunes, son flanc sud étant redressé et même légèrement renversé (Pl. II, fig. 4). Au contraire, on voit, à 1 kilomètre en aval, au Rocher de Bramus, les calcaires jurassiques supérieurs présenter un plongement périclinal, correspondant à l'extrémité de l'éperon du dôme ; celui-ci, dont il n'existe aucune trace nette sur la crête qui borde à l'ouest la vallée du Var, s'intercale donc entre un anticlinal et un synclinal adjacents, en produisant un anticlinal et un synclinal secondaires sur le flanc qui leur est commun.

Il faut d'ailleurs remarquer que cet éperon, suivant l'axe duquel les couches présentent un plongement assez marqué, quoique moins fort que partout ailleurs sur la périphérie du dôme en dehors de la zone des plis concentriques de sa bordure, semble n'intéresser que des couches relativement superficielles. Les plongements périclinaux du Permien, du Trias et du Lias ne sont pas sensiblement modifiés par sa présence, et les plis concentriques au dôme passent sans interruption notable sur son prolongement ; ce n'est guère que dans les marnes noires oxfordiennes et dans les couches supérieures que l'on constate, suivant l'axe de l'éperon, une diminution marquée de leur plongement habituel vers l'extérieur du dôme.

Les plis que l'on rencontre plus au nord, entre cette terminaison du dôme per-

mien et la grande cuvette de Sanguinière, qui dépend de la bordure du massif du Mercantour, sont bien marqués dans le cours supérieur du Var, au voisinage d'Entraunes et d'Estenc (Pl. II, fig. 4). A partir du moment où l'on pénètre dans les marnes oxfordiennes de l'anticlinal du Col des Champs, jusqu'à la cascade du Var au Pont St-Roch, en aval d'Estenc, le fond de la vallée est entièrement creusé dans ces marnes noires ; mais les ondulations de la barre que forment, sur la rive droite, les calcaires jurassiques terminaux au-dessus de ces marnes noires mettent en évidence l'existence de plusieurs plis, orientés du N. O. au S. E., et qui sont tous dissymétriques et même légèrement déversés vers le S. O., comme l'anticlinal du Col des Champs au point où il est traversé par le Var. Les marnes noires aptiennes et les calcaires crétacés supérieurs montrent aussi, aux environs d'Estenc, l'existence d'ondulations analogues.

Mais ces plis perdent rapidement de leur importance en se dirigeant vers le S. E., et on les voit se fondre en un même grand anticlinal (Pl. II, fig. 5), qui passe à la Cime de l'Aspre et se termine, sur le versant sud-ouest du chaînon isolé de la Cime de l'Aspre et du Chamoussillon, par un plongement périclinal des couches. Ces plis forment donc un faisceau unique, qui vient se terminer dans l'angle formé par le massif cristallin et l'éperon qui prolonge vers le nord-ouest le dôme de la Cime de Barrot, et ne reparaît pas plus loin (Pl. II, fig. 6).

L'absence de sédiments tertiaires dans tous ces plis ne permet pas de déterminer avec certitude s'ils étaient ou non ébauchés avant le dépôt du Nummulitique.

c) Région située au S.O. du dôme de Barrot.

Eperon S.O. du dôme (Anticlinal d'Enriez). — Aire synclinale de Castellet-les-Sausses. — Cuvette synclinale d'Agnere.

J'ai indiqué plus haut, dans la description schématique des plis de la région, la façon dont se comportent les deux cuvettes synclinales de Castellet-les-Sausses et d'Agnere, au sud-ouest du dôme de la Cime de Barrot ; ces deux synclinaux, primitivement dirigés en sens inverse, l'un N.O.-S.E. et l'autre E.-O., s'infléchissent tous deux de façon à devenir parallèles, suivant une direction N.E.-S.O. à peu près bissectrice de leurs directions primitives. Ils sont séparés l'un de l'autre par un anticlinal orienté N.E.-S.O et présentant par suite dans son prolongement le dôme permien ; cet anticlinal se comporte d'une façon assez analogue à l'éperon que je viens de décrire au N.O. du même dôme. De même que lui, il n'affecte que des couches relativement récentes, plus récentes même que pour le précédent ; en effet, les couches triasiques, jurassiques et néocomiennes forment une ceinture continue autour de l'extrémité sud-ouest du dôme, et les plis concentriques de la bordure s'y propagent sans accident spécial au point où ils traversent l'axe de cet anticlinal, perpendiculaire à leur direction. Celui-ci ne devient sensible que dans les couches cré-

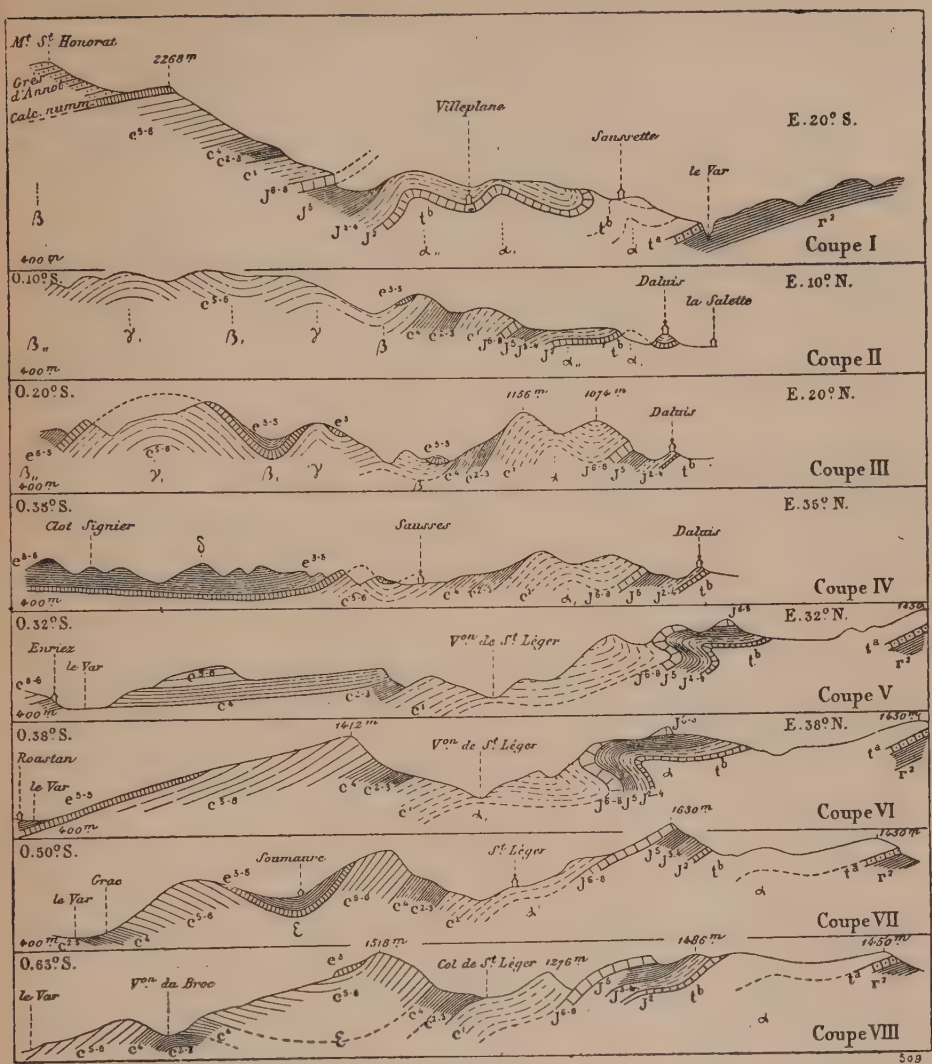


Fig. 30. — Coupes de la bordure du dôme de la Cime de Barrot, vers l'O. et le S.-O., et des régions avoisinantes.

α, $\alpha_{,}$, $\alpha_{,,}$, Anticlinaux concentriques de la bordure du dôme. — β, Synclinal du Mont Saint-Honorat. — $\beta_{,}$ et $\beta_{,,}$, Synclinaux parallèles à β($\beta_{,,}$, cuvette de Braux). — γ et $\gamma_{,}$, Anticlinaux intermédiaires, se terminant dans le bord nord-ouest de δ. — δ, Cuvette synclinale de Castellet-les-Sausses. — ε, Cuvette synclinale d'Agnere. — Notations des Pl. II-V et de la carte géologique (Pl. VIII). — Echelle : 1/80.000.

tacés supérieures au Néocomien ; il est encore peu marqué dans les couches barrémiennes et aptiennes, qui présentent encore leur plongement principal vers le S.O. ; ce n'est guère que pour le Cénomanien et les couches supérieures que le plongement vers le S. O., c'est-à-dire suivant l'axe de cet anticlinal, de-

vient très faible et est masqué par les plongements beaucoup plus forts des deux flancs, vers le N.O. et le S.E.

L'étude de cet anticlinal, dont l'axe passe un peu au sud du hameau d'Enriez, et que pour cette raison je désignerai sous le nom d'*anticlinal d'Enriez*, est presque inséparable de celle des deux synclinaux qui le bordent ; aussi, pour la commodité de la description, réunirai-je ici l'étude de l'aire synclinale située à l'ouest du dôme et de son éperon et celle de la cuvette d'Agnere, appartenant à l'aire synclinale du Var moyen. La fig. 30 représente une série de coupes, disposées radialement, qui intéressent à la fois la bordure du dôme, à l'ouest et au sud-ouest de celui-ci, ainsi que les zones synclinales avoisinantes. D'autre part, les fig. 3,5,6 et 7 de la Pl. IV renferment des coupes de cette région dirigées sensiblement N.O.-S.E., c'est-à-dire transversales aux précédentes, en sorte que l'examen de ces deux séries de coupes et de la carte géologique permet de se faire facilement une idée de la structure de cette région très complexe.

Un premier résultat ressortant immédiatement des coupes de la fig. 30 est la parfaite continuité des plis concentriques au dôme (α, α' α''), à l'ouest et au sud-ouest du noyau permien, bien qu'ils présentent une atténuation graduelle à mesure qu'on va vers le S.O., puis vers l'est en suivant sa bordure méridionale, ainsi que je l'ai signalé précédemment.

Aire synclinale de Castellet-les-Sausses. — La première des coupes de la fig. 30 montre que la bordure du dôme (sous ce nom, je désigne la région qui présente les plis concentriques) est immédiatement suivie à l'ouest par un large synclinal (synclinal du Mont Saint-Honorat), dont j'ai étudié plus haut la prolongation vers le N.O. Dans la seconde coupe, ce synclinal est beaucoup plus étroit et marqué par un lambeau de Nummulitique, trangressif sur les terrains antérieurs et que j'ai invoqué plus haut pour montrer que le dôme devait être ébauché antérieurement à l'Eogène ; de plus, on voit sur cette coupe plusieurs plis parallèles à ce synclinal et venant comme lui du N.O. (β, γ, β', γ',). Ces plis, marqués ici seulement par des ondulations du Crétacé supérieur de la chaîne du Mourre-Froid, sont mieux indiqués dans la coupe suivante par la présence de dépôts tertiaires occupant le centre des synclinaux ; à gauche de la coupe III, on voit le bord d'un large synclinal ou plutôt d'une cuvette synclinale, occupée par les divers dépôts tertiaires et en particulier par la puissante formation des grès d'Annot située aux environs de cette localité classique, et dont le centre est à peu près marqué par l'emplacement du village de Braux (feuille de Castellane). Les anticlinaux qui séparent ces synclinaux se terminent brusquement, en particulier celui marqué β', par un plongement périclinal extrêmement net, au N.O. de Castellet-les-Sausses, à la campagne de Coste ; la disparition des anticlinaux amène la fusion des synclinaux en *un seul synclinal* (γ), occupé par les dépôts nummulitiques et dirigé du N.E. au S.O., dont le bord sud-est est uniformément relevé par l'anticlinal d'Enriez, qui lui est parallèle. La coupe IV traverse ce synclinal suivant son axe et montre l'absence d'ondulations transversales dans le prolongement de celles qui étaient si marqués dans la coupe précédente, bien

que ces deux coupes soient très rapprochées (2 kilomètres à peine) ; l'examen de la carte géologique montre que ce synclinal de Castellet n'est qu'une dépendance de la vaste cuvette synclinale de Braux. Les coupes 3, 5 et 6 de la Pl. V montrent comment se comporte le bord sud-est de cette cuvette, auquel elles sont perpendiculaires ; la fig. 7 de la même planche renferme une coupe transversale de la cuvette de Castellet-les-Sausses au niveau de ce village.

Anticlinal d'Enriez. — La coupe V de la fig. 30 est dirigée suivant l'axe de cet anticlinal et démontre qu'à partir du Cénomanien le plongement suivant l'axe y devient très faible, tandis que les couches jurassiques et néocomiennes s'y comportent exactement comme dans toute la bordure du dôme, sans être affectées par la présence de cet éperon. Pour la description de cet anticlinal, il me faut recourir aux coupes 3, 5, 6 et 7 de la Pl. IV, faites transversalement à sa direction.

Cet anticlinal, bien marqué déjà dans les couches crétacées supérieures au S.E. de Castellet, sur la rive gauche du Var (Pl. IV, fig. 7), traverse obliquement celui-ci un peu en aval d'Enriez, sous la forme d'un bombement très net du Cénomanien sous les couches supérieures, visible sur la rive gauche du Var. On le retrouve ensuite dans la vallée de la Vaire, à 1 kilomètre en amont de son confluent avec le Var (Pl. IV, fig. 6) ; on voit, en effet, sur la route qui suit la rive gauche de la Vaire, entre le pont de Gueydan et le pont Saint-Benoît, un anticlinal de Crétacé supérieur très froissé et bordé des deux côtés par les calcaires nummulitiques fortement redressés de la cuvette de Braux, au N.O., et de celle d'Agnere, au S.E. L'anticlinal en question traverse obliquement la Vaire et passe sur sa rive droite ; les calcaires nummulitiques de son flanc nord-ouest traversent la rivière au pont Saint-Benoît ; d'autre part, ceux du flanc opposé se retrouvent sur la rive droite, dans les bois de Chantebranne, formant un synclinal qui est la prolongation de la cuvette d'Agnere vers le S.O. Ces couches nummulitiques disparaissent à la campagne de Bodillon, complètement enlevées par le ravin qui descend au pont Saint-Benoît ; elles reparaissent ensuite sur la rive gauche de ce ravin, mais ne sont plus représentées que par une muraille de calcaire nummulitique à peu près verticale (Pl. IV, fig. 3 et 5), qui ne représente plus que l'un des flancs du synclinal d'Agnere. Cette muraille est concordante avec les couches crétacées du flanc sud-est de la cuvette d'Agnere et correspond par suite à ce même bord ; le centre du synclinal et son flanc nord-ouest n'existent plus, et le Crétacé supérieur de l'anticlinal d'Enriez est venu en contact par pli-faille avec le flanc sud-est du synclinal d'Agnere, en chevauchant légèrement vers le S.E.

Au-delà de cet affleurement nummulitique, situé au S.O. de la campagne de Condamines, cet accident se prolonge dans les calcaires crétacés supérieurs seuls, où il est très difficile de les suivre ; d'ailleurs, on se trouve à la limite de la feuille de Castellane, sur laquelle je n'ai pas poursuivi mes recherches, cette région ayant été étudiée d'une façon si complète par M. Zürcher.

Cuvette d'Agnere. — Revenons maintenant à l'étude de l'extrémité nord-est de la cuvette d'Agnere, dont je viens de décrire la terminaison par écrasement vers le S.O. Cette cuvette est traversée obliquement par le cours du Var, entre le pont de Gueydan et le pont Noir; ces deux ponts sont tous deux jetés sur les rétrécissements du cours du torrent qui existent à la traversée des calcaires compacts de la base du Nummulitique, plongeant au S.E. au pont de Gueydan et au N.O. au pont Noir. Le centre de la cuvette est occupé par les marnes à *Serpula spirulæa*, dans lesquelles s'est facilement creusé le vallon d'Agnere, qui descend du Signal de Soumaure, en profitant d'ailleurs de la disposition synclinale des couches ; ce vallon, vu de son confluent avec le Var, présente d'une façon frappante une disposition *en fond de bateau* avec relèvement à son extrémité, qui tient précisément à la présence de la cuvette synclinale, qu'il n'a fait que vider de ses dépôts les plus meubles. La fig. 7 de la Pl. IV donne une coupe transversale de cette cuvette, passant à peu près par son centre ; les coupes VII et VIII de la fig. 30 sont faites près de son extrémité nord-est et, en les comparant entre elles et avec celle que je viens d'indiquer, on peut suivre le relèvement graduel du Nummulitique et du Crétacé supérieur suivant son axe, à mesure qu'on se dirige vers le N.E.

Les coupes VI à VIII de la fig. 30 montrent aussi que la diminution du plongement du Cénomanien et des couches supérieures vers l'extérieur du dôme, qui existe suivant l'axe de l'anticlinal d'Enriez, cesse aussitôt qu'on ne se trouve plus dans cette direction ; la cuvette d'Agnere vient immédiatement en contact avec la bordure du dôme et les couches crétacées reprennent leur plongement habituel, un moment interrompu. Enfin, la comparaison de ces coupes avec la fig. 8 de la Pl. IV montre que l'on ne rencontre plus aucune trace de la cuvette d'Agnere dans la traversée de la Roudoule, le synclinal suivant (synclinal de Puget-Théniers) venant à son tour border le dôme permien aussitôt qu'elle a disparu.

Prolongation de ces accidents vers le S.O. et leur interprétation théorique. — L'examen de la feuille de Castellane m'a permis de retrouver la prolongation des accidents précédents, figurés d'ailleurs sur la carte des plis de la région de Castellane publiée par M. Zürcher dans un récent mémoire [85] ; la comparaison de cette carte tectonique et de celle que je donne ici (Pl. I) est rendue assez difficile par le fait que M. Zürcher ne figure *que les axes anticlinaux* et que, par suite, les cuvettes d'Agnere et de Braux ne sont pas indiquées sur sa carte. Mais l'examen des contours si fidèles de la feuille de Castellane m'a toutefois permis de suivre la prolongation des faits que je viens d'exposer et de vérifier les conclusions théoriques auxquelles j'ai été conduit, relativement à l'interprétation et à la genèse de ces accidents. En particulier le prolongement de la cuvette d'Agnere est manifestement jalonné par le synclinal nummulitique qui reparaît à Bellon et se prolonge jusqu'à Rouaine, où il se termine par une cuvette synclinale.

L'existence d'une déviation des deux synclinaux de Castellet et d'Agnere, à

l'extrémité sud-ouest du dôme de la Cime de Barrot, me paraît en relation directe avec la présence, au moment de leur formation, d'un centre résistant situé sur l'emplacement actuel de ce dernier ; le dôme devait déjà exister, sans avoir toutefois son importance actuelle, ainsi que l'étude du Jurassique supérieur et du Nummulitique m'a conduit à l'admettre. D'autre part, la facilité de l'explication de ces divers accidents, en admettant la préexistence du dôme à ces plis post-nummulitiques, me paraît un argument très sérieux en faveur de l'hypothèse qui lui sert de base.

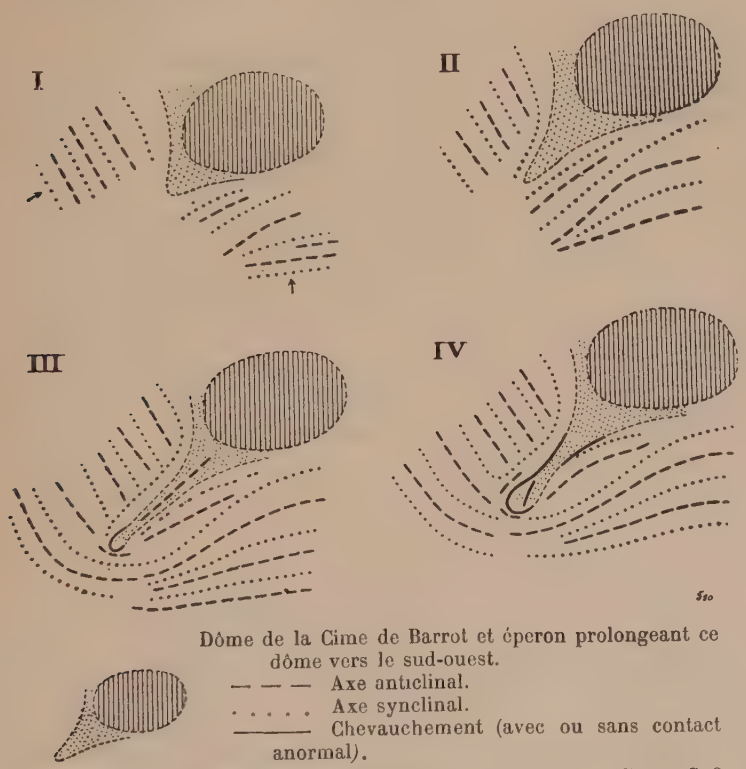


Fig. 31. — Schéma de la formation et de la disposition actuelle des plis au S.O. du dôme de la Cime de Barrot.

On sait que, dans toute la région située aux environs de Digne, Castellane et Puget-Théniers, les plis alpins, d'abord N.-S. au voisinage de Digne, deviennent ensuite O.-E. auprès de Puget-Théniers, en décrivant une courbe aux environs de Barrême et de Castellane. Cette disposition tient vraisemblablement à l'existence de trois massifs résistants principaux : le massif du Mercantour, celui des Maures et de l'Estérel et le Plateau Central. Dans la partie où les plis sont N.-S., la direction des poussées tangentielles était O.-E. ou E.-O. (le sens importe peu, car à une pression dans un certain sens correspond une réaction en sens inverse et le sens du déversement est seul modifié) ; de même, dans les points où les plis sont orientés O.-E., les poussées étaient dirigés du N. au S. ou en sens

inverse. Nous allons examiner seulement ici la perturbation produite, dans la régularité du changement de direction des plis, par l'existence d'un petit massif résistant (dôme de la Cime de Barrot) situé dans l'angle de torsion des plis. Les croquis suivants (fig. 31, croquis I-IV) montrent la marche probable du phénomène de plissement, en admettant que celui-ci ait commencé simultanément au sud et à l'ouest du dôme et qu'il se soit propagé de part et d'autre vers le point de raccordement curviligne vers le S.O.

On conçoit facilement que les plissements post-nummulitiques, en même temps qu'ils produisaient les plis principaux, aient aussi amené une surélévation du dôme préexistant, se prolongeant vers le S.O. sous la forme d'un éperon anticlinal *bissecteur* de la direction des poussées ; la formation de cet éperon se serait faite *progressivement*, en partant du dôme, et aurait amené des deux côtés une déviation des plis principaux, tendant à les rendre parallèles à sa direction. Le résultat de cette disposition est qu'à peu de distance du dôme, vers le sud-ouest, on rencontre un anticlinal orienté N. E.-S. O et bordé par deux synclinaux primitivement contigus au dôme et tous deux déviés vers le S.O. ; c'est la disposition qu'on observe au voisinage du confluent du Var et de la Vaire, où l'anticlinal médian est celui d'Enriez et les synclinaux adjacents, la cuvette d'Agnere et la cuvette de Castellet-les-Sausses.

On conçoit facilement que les plis les plus extérieurs par rapport au dôme aient pu se raccorder entre eux par une courbe régulière, avant que l'action perturbatrice de cet éperon ait atteint leur emplacement ; la propagation de celui-ci s'est trouvée arrêtée à un moment donné par la présence de ces plis perpendiculaires déjà existants, et l'anticlinal bissecteur a pu se terminer, comme on peut l'observer sur la feuille Castellane de la carte géologique [1], par un déversement périphérique (croquis III) au-delà duquel on n'observe plus trace d'accident bissecteur. Enfin, si les poussées ont continué, on comprend qu'il se soit produit une accentuation de l'anticlinal bissecteur et des plis qu'il a déviés parallèlement à sa direction ; cette accentuation a pu produire *des déversements* dans un sens ou dans l'autre, suivant que ce sont les poussées S.-N. ou celles O.-E. qui prédominent ou même des *contacts anormaux par plis-failles* orientés N.E.-S.O. (croquis IV). C'est ainsi que nous observons un déversement vers le S.E. dans la région que j'ai étudiée (Pl. V, fig. 3 et 4), où la terminaison sud-ouest de la cuvette d'Agnere est débordée par l'anticlinal d'Enriez avec formation d'un pli-faille ; de même, les contours de la feuille de Castellane montrent nettement aussi un contact anormal des accidents bissecteurs avec les plis venant du N.-O. au S.-E. de Vergons.

En résumé, on voit que la présence locale d'accidents orientés N.E.-S.O., au milieu d'un système général passant de la direction N.-S. à celle O.-E., est facile à interpréter par suite de la préexistence du dôme de la Cime de Barrot. D'autre part, celui-ci ne saurait être considéré comme résultant d'une surélévation de l'anticlinal d'Enriez, mais au contraire ce dernier est un *accident postérieur à la formation primitive du dôme* ; il s'est greffé sur le dôme et s'est produit à cause même de sa présence.

[1] Sommet de la Gourre.

AIRE SYNCLINALE DU VAR MOYEN

Cette aire synclinale peut se subdiviser en trois parties principales, formant des bandes de plus en plus méridionales et obliques par rapport à l'allongement général de l'aire en question. La première, orientée S. O.-N. E., comprend seulement la *cuvette d'Agnere* et est séparée de la suivante par un anticlinal, très marqué à l'ouest de la région étudiée, à la limite des feuilles de Nice et de Castellane, et décroissant graduellement vers le nord-est, jusqu'à disparaître en même temps que la cuvette d'Agnere. La seconde forme l'axe principal de l'aire en question et comprend un seul grand synclinal, le plus étendu de tous ceux de la région que j'ai étudiée, naissant au sud-ouest par une cuvette très nette et se terminant à son autre extrémité par une autre cuvette ; je le désignerai sous le nom de *synclinal de Puget-Théniers*. La dernière est formée par une série d'anticlinaux et de synclinaux naissant dans le flanc sud de la partie orientale du synclinal précédent, dont elle n'est qu'une dépendance et que j'en sépare seulement pour la commodité de la description ; ces accidents présentent une torsion à angle droit et une imbrication que j'ai signalées dans l'exposé général des plis de la région, et je désignerai leur ensemble sous le nom de *faisceau de la Vésubie inférieure*.

a) Cuvette synclinale d'Agnere.

J'ai décrit précédemment la cuvette d'Agnere et n'y reviendrai pas ici ; il me faut seulement dire quelques mots de l'anticlinal qui la sépare du synclinal parallèle de Puget-Théniers. Cet anticlinal est très accentué à la limite des feuilles de Nice et de Castellane, où le Barrémien est porté à une altitude de 1400 m. environ (Pl. IV, fig. 3) ; il s'abaisse graduellement vers le N. E. (Pl. IV, fig. 5 et 6), et, en particulier, très rapidement un peu avant de traverser le cours du Var au Plan d'Entrevaux, par un plongement périclinal des couches barrémiennes. Cet anticlinal reste encore assez marqué tant que dure la cuvette d'Agnere (Pl. IV, fig. 7), jusqu'au Col de Velacs, mais disparaît aussitôt après, en sorte qu'on ne le retrouve plus à la traversée de la Roudoule (Pl. IV, fig. 8).

b) Synclinal de Puget-Théniers.

Ce synclinal débute au sud-ouest par une terminaison périclinale extrêmement nette et rendue très apparente par la topographie, à cause de la boucle semi-circulaire que forme le chaînon du Pic de Chabran à l'ouest de Villevieille ; le plongement

des couches y est à peu près exactement le même suivant l'axe principal et dans les directions perpendiculaires, en sorte que la surface que forme une couche donnée du Crétacé supérieur à cette extrémité est presque exactement une portion de sphère. Puis l'abaissement de l'axe, tout en devenant plus faible, se poursuit (Pl. IV, fig. 3,5,6 et 7) jusqu'à mi-chemin de Puget-Théniers et d'Entrevaux, où les couches sableuses supérieures aux marnes à *Serpula spirulæa* apparaissent au fond du Var, à une altitude de 400 m. environ (Pl. IV, fig. 8). Son axe se relève ensuite rapidement, à 45° environ, à la traversée de la Roudoule, à quelques centaines de mètres au nord de Puget-Théniers, en produisant pour les couches nummulitiques un plongement périclinal ou plutôt une terminaison analogue à celle de l'autre extrémité (Pl. VII).

Il faut noter que l'axe de cette cuvette allongée, qui se termine à ses deux extrémités par un relèvement brusque, est d'abord S.O.-N.E., jusqu'à Entrevaux, puis devient à peu près O.-E., depuis cette localité jusqu'à Puget-Théniers. Le relèvement brusque de l'axe au voisinage de Puget-Théniers n'empêche d'ailleurs pas la prolongation du synclinal et ne coïncide pas avec un relèvement analogue de ses bords ; de même le centre de la cuvette, c'est-à-dire le point le plus déprimé, ne coïncide pas davantage avec un abaissement de l'anticlinal qui borde le synclinal vers le sud ; celui-ci présente bien un brusque abaissement, ainsi que le dirai plus loin (Pl. IV, fig. 2), mais situé à peu près à mi-chemin de l'extrémité sud-ouest et du centre de la cuvette. On voit donc bien que cette cuvette est un accident spécial, localisé au voisinage de l'axe du synclinal et qui ne peut être interprété comme un abaissement de l'axe résultant du croisement d'un synclinal transversal, puisque les abaissements et les surélévations des axes du synclinal et de l'anticlinal qui le borde vers le sud ne se correspondent pas ; j'ai d'ailleurs insisté sur ce fait dans une note antérieure [83].

Le grand synclinal de Puget-Théniers présente plusieurs cuvettes analogues, alignées suivant son axe et qui peuvent être considérées comme des affaissements locaux s'étant produits de préférence au milieu d'une zone déjà déprimée ou bien contemporains de celle-ci, à moins qu'on admette que la formation des cuvettes soit antérieure à celle du synclinal, dont le tracé aurait été déterminé par l'existence de ces points déprimés ; ces diverses hypothèses sont également possibles et rien dans les faits observés ne m'a permis jusqu'ici de trancher la question.

Quoiqu'il en soit, le synclinal en question se prolonge vers l'est jusqu'à la traversée du cours inférieur du Cians (Pl. IV, fig. 8 et 9), puis s'élargit assez rapidement à partir de ce point en prenant une direction O.S.O.-E.N.E. Je rappellerai en outre que, depuis la terminaison de la cuvette d'Agnere, il est en contact immédiat avec le dôme de la Cime de Barrot, ainsi qu'on peut le constater sur les coupes citées précédemment. Il faut aussi remarquer que, dans le voisinage du Puget-Théniers, où existe le maximum de resserrement entre le dôme de la Cime de Barrot et l'anticlinal du Gourdan, localement déversé vers le nord, il existe, de part et d'autre de la cuvette centrale, des ondulations longitudinales de peu de longueur, couchées des deux côtés vers l'axe du synclinal.

La rive gauche de la Roudoule montre les ondulations du flanc nord du synclinal (fig. 32) ; de même, sur la rive droite du Var, en face de Puget-Théniers, on voit un anticlinal déversé vers le nord et intéressant le Cénomanien et les couches plus élevées du Crétacé (Pl. IV, fig. 8), au-dessous du grand anticlinal couché du Gourdan. Mais ces plis sont tout à fait locaux et on n'en retrouve plus trace ni à l'ouest, ni à l'est ; en particulier, dans la coupe très profonde qu'on observe dans les gorges inférieures du Cians, de même que dans la traversée de la Tinée en dessous de Clans, le synclinal présente une régularité aussi parfaite que le noyau permien du dôme de la Cime de Barrot.

Fig. 32. — Coupe de la vallée inférieure de la Roudoule (rive droite).
1, Calcaires jurassiques supérieurs. — 2, Néocomien et Barrémien. — 3, Marnes noires aptiennes et albiennes. — 4, Cénomanien. — 5, Turonien. — 6, Sénonien. — 7, Nummulitique.

Les coupes 10 à 13 de la Pl. IV montrent que, abstraction faite des complications du flanc méridional sur lesquelles je reviendrai plus loin et de celles de son bord septentrional, produites par la terminaison des plis de la bordure du dôme permien, que j'ai décrites plus haut (p. 163-165), le synclinal de Puget-Théniers se continue avec une extrême régularité jusqu'au massif du Tournairet ; les seuls accidents qu'il présente dans ce trajet sont deux cuvettes synclinales situées suivant son axe, moins accentuées que la précédente, mais encore très nettes. La première se rencontre vers l'E. N. O. du village de Thiéry, marquée par un plongement assez marqué des couches du Crétacé vers l'est, au sud de ce village, dans l'axe du synclinal, et se termine à la Forêt du Villars ; la seconde existe au nord-est de Clans, marquée par un plongement des couches nummulitiques vers le N.E. au Mont Casteo et vers le S. O. à la Pointe de Sarenton.

Enfin, le grand synclinal de Puget-Théniers se termine par une dernière cuvette, beaucoup plus marquée que les précédentes et qui présente des particularités singulières sur lesquelles j'ai déjà appelé l'attention ; en même temps, le synclinal en question, étant venu en contact immédiat avec le massif cristallin, subit la même déviation que le bord de ce dernier et se dirige brusquement vers le S. E. à partir du Mont Tournairet, puis vers le S. après la Cime du Clot de Raut. La comparaison des coupes 1 à 3 de la Pl. V transversales au synclinal, montre un enfoncement graduel de celui-ci à mesure qu'on se dirige vers le sud-est, indiqué plus nettement encore sur la coupe 11 de la même planche, dirigée suivant l'axe du synclinal ; cet enfoncement va d'ailleurs en *s'accentuant de plus en plus* sans relèvement à l'extrémité. J'ai déjà indiqué précédemment comment la bordure du massif cristallin chevauche sur la cuvette de la Cime du Clot de Raut, d'abord sur son bord nord-est (Pl. V, fig. 2 et 3), puis sur son bord orien-

tal (Pl. V, fig. 5 et 11), en produisant un chevauchement des cargneules et des gypses triasiques, qui occupent l'axe du prolongement méridional du massif cristallin, sur le Flysch de la cuvette du Clot de Raut. Les coupes 2 et 3 de la Pl. V montrent qu'il existe un déversement symétrique de l'autre côté de la cuvette, amenant encore vers son extrémité le Trias en contact avec le Flysch. Ce déversement tient à la présence d'un anticlinal N.O.-S.E., le plus septentrional du faisceau de la Vésubie inférieure, qui débute au nord-ouest par une naissance périclinale et prend bientôt une disposition en éventail bien marquée dans la coupe 3 de la Pl. V ; ce déversement aboutit rapidement à un chevauchement par pli-faille *des deux côtés* de cet anticlinal, au Mont Brech vers le S. O., et dans le fond du vallon de Figaret vers le N. E. (Pl. V, fig. 4).

La profondeur de l'érosion produite par la Vésubie permet d'ailleurs d'étudier complètement le noyau triasique et le flanc renversé de cet anticlinal vers le S.O., à la Cluse de St-Jean-la-Rivière, où il se complique d'ailleurs d'un second anticlinal analogue et aussi déversé vers le S.O., quoique moins important ; bien net sur la rive droite, ce second anticlinal est indiqué sur la rive gauche par l'épaisseur considérable des calcaires jurassiques supérieurs repliés et chevauchés sur eux-mêmes (Pl. V, fig. 4). Sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal en éventail du Figaret, le Trias vient en contact avec le Flysch de la cuvette de la Cime du Clot de Raut, puis il se réunit avec le Trias qui chevauche sur le flanc oriental de celle-ci ; l'extrémité de cette cuvette est par suite *enfouie* sous un grand affleurement triasique situé dans son prolongement et qui résulte de la confluence des axes triasiques des deux anticlinaux qui la bordaient de part et d'autre. Cet enfouissement n'est pas seulement momentané, comme on pourrait s'y attendre, mais définitif, *et on ne retrouve plus aucune trace de cette cuvette dans son prolongement.* Les anticlinaux en éventail qui se sont ainsi réunis par dessus son extrémité forment dans son prolongement direct un seul anticlinal, d'abord en éventail, puis déversé dans un sens unique, que j'ai décrit plus haut (p. 157).

c) Faisceau de la Vésubie inférieure

Tandis que le synclinal précédent se dirige vers le nord-est, à partir de Villars, l'anticlinal du Mont Vial, qui le bordait au sud depuis son extrémité occidentale, décrit au contraire une courbe régulière en sens inverse, qui l'amène vers le sud à une direction N.-S. Dans l'angle produit par leur écartement s'intercalent des plis sensiblement parallèles à l'anticlinal du Mont Vial et présentant une courbure analogue ; ces plis naissent successivement dans le flanc méridional du large synclinal de Puget-Théniers, *sans se prolonger à son intérieur*, avec une direction primitive O.-E. pour les plus voisins du centre de la courbure, N.O.-S.E. pour les plus éloignés (le plus extérieur est l'anticlinal du Mont Brech, que j'ai décrit plus haut), et arrivent tous finalement à prendre une direction N.-S., avec laquelle ils se rapprochent du littoral.

Ainsi que l'anticlinal du Mont Vial, sur lequel ils se sont modelés, ils présen-

tent tous *un déversement vers l'intérieur de leur courbure.* De plus, à mesure qu'on les suit vers le sud, leur ensemble occupe un espace plus restreint, jusqu'au point où ils sont tous devenus parallèles, et l'on observe qu'*ils se sont imbriqués* avec rupture de leur flanc renversé ; les calcaires massifs du Jurassique supérieur ont crevé leur couverture de calcaires marneux et de marnes crétacées, moins résistants. C'est ainsi que s'explique la répétition, très étonnante au premier abord, de plusieurs barres abruptes formées par ces calcaires massifs, sur la rive gauche du cours inférieur de la Vésubie ; le sommet même de ce versant se termine par une crête formée des mêmes calcaires et très abrupte sur son flanc occidental. On voit très nettement, au moins pour deux d'entre elles, que ces barres coupent le cours de la Vésubie, qui les traverse par des cluses très étroites et profondes ; ceci a lieu au-dessous de Duranus pour l'une d'elles, et à la Cluse de Saint-Jean-la-Rivière pour la seconde.

D'ailleurs, on peut observer exceptionnellement, au fond des gorges profondes du cours inférieur de la Vésubie, les couches inférieures à ces calcaires massifs, occupant l'axe d'anticlinaux couchés et rompus et démontrant nettement que l'on a bien affaire à des plis imbriqués et non à des failles parallèles ayant produit des gradins affaissés successivement en sens inverse du plongement des couches. On voit, de la sorte, les cargneules et les gypses triasiques former au fond de la Vésubie, au S.O. de Duranus, un axe anticlinal revêtu sur ses deux flancs par les calcaires oxfordiens, bien que réduits sur le flanc sud-ouest renversé ; au contraire les calcaires massifs supérieurs n'ont pu suivre le plissement et se sont rompus, entraînant avec eux les couches crétacées inférieures, en sorte que les calcaires oxfordiens du flanc renversé sont immédiatement en contact avec les marnes cénomaniennes. De même, la barre abrupte traversée par la Cluse de Saint-Jean-la Rivière appartient au flanc renversé de l'anticlinal du Mont Brech, rompu en son sommet avec chevauchement vers le S.O., mais resté complet en profondeur.

Cette démonstration absolument évidente du fait que l'on a affaire *à des plis imbriqués et non à des failles parallèles*, est encore corroborée par la façon dont naissent ces contacts anormaux, par accentuation de plis primitivement symétriques, puis devenant dissymétriques et de plus en plus déversés, ainsi qu'on peut l'observer pour chacun de ces accidents. Il est d'ailleurs tout à fait naturel *a priori* qu'un semblable faisceau de plis, subissant une torsion et un resserrement très marqués, prenne une disposition imbriquée, et ce fait a été souvent observé.

Je passerai très rapidement sur la description de ces divers accidents, qui ressortent immédiatement de l'examen de la carte géologique (Pl. VIII), où les contacts anormaux ont été indiqués par un trait plein, et aussi des coupes faites dans cette région et dirigées, autant que possible, normalement à la direction de ces accidents, c'est-à-dire suivant des directions divergentes (Pl. IV, fig. 13 ; Pl. V, fig. 1-4, 12-15).

Avant d'aborder cette rapide description, je ferai encore deux remarques ; la première a trait à la façon différente dont se comportent ces plis imbriqués et

ceux de la bordure du massif cristallin dans la haute vallée de la Tinée. Nous avons vu que ces derniers, bien que présentant souvent un chevauchement beaucoup plus considérable que ceux dont je m'occupe ici, ne sont pas en général rompus et ont conservé leur flanc renversé complet ou à peine étiré, tandis qu'ici la rupture du pli se fait presque immédiatement. La raison de cette différence me semble être très simple et tenir à la présence, dans le dernier cas, des puissants calcaires massifs et très durs du Jurassique supérieur, *sans division nette en bancs continus susceptibles de glisser les uns sur les autres*. Au contraire, dans les plis de la bordure du massif cristallin, il existe une prédominance des cargneules et des gypses, et les calcaires sont tous bien lités ; les divers bancs ont pu se plisser indépendamment des bancs voisins, comme on peut l'observer souvent dans les coupes de détail, en donnant une grande plasticité à l'ensemble. Ce fait est rendu plus évident encore par l'observation de lambeaux de calcaires jurassiques supérieurs isolés au fond des synclinaux couchés, au milieu des marnes noires oxfordiennes (par exemple à 1 kilomètre à l'ouest de Roja sur la rive gauche du vallon du même nom) ; ces calcaires, plus compacts et moins bien lités que les couches inférieures, n'ont pu suivre toutes leurs sinuosités et se sont fragmentés, dans les parties les plus plissées, en lambeaux entraînés par le plissement des couches sous-jacentes.

La seconde remarque a trait à la forme des lignes d'affleurement des contacts anormaux sur la carte, lignes souvent très sinueuses ; en particulier, la plus importante d'entre elles présente un angle très net à la traversée de la Vésubie au Cros d'Utelle, au nord de Levens. Cet angle brusque est le résultat de l'inclinaison de la surface de contact anormal vers le N.N.E. : les projections de son intersection par les deux flancs de la vallée se comportent sur la carte comme s'il s'agissait de l'affleurement d'une couche quelconque et elles viennent se réunir suivant un angle net, dont le sommet est situé sur le cours du torrent, et qui ne doit pas être interprété, comme on est quelquefois tenté de le faire, dans des cas analogues et au simple examen d'une carte géologique, comme résultant d'un rebroussement ou d'une déviation angulaire des plis. Le raccordement des points où la direction des plis et des contacts anormaux est N.O.-S.E., avec ceux où elle est N.-S., se fait ici *graduellement, sans aucun indice d'un rebroussement ou même d'une déviation brusque*.

Les principaux de ces accidents, que je vais passer rapidement en revue, sont les suivants, en allant des plus internes aux plus externes.

On trouve tout d'abord, au confluent même du Var et de la Tinée, et rendu très visible par les trois profondes entailles à parois presque verticales où coulent ces deux torrents avant leur réunion, puis le Var grossi des eaux de la Tinée, un bombement périclinal formé par les calcaires oxfordiens et les calcaires massifs supérieurs ; ce bombement est séparé de l'anticlinal du Mont Vial par un synclinal occupé par les calcaires néocomiens, très net à la sortie aval du tunnel de la Mescla, où l'on voit ces calcaires plonger vers le N.E., de la Tête des Abagiers

jusqu'au lit du Var[1], pour remonter rapidement ensuite jusqu'au-dessus de la Mescla, où les calcaires oxfordiens affleurent au même niveau. On retrouve le même synclinal, formé par les calcaires tithoniques, dans la Vésubie, à 1 km. de son confluent, ces calcaires étant traversés en tunnel par la nouvelle route de la Vésubie ; puis, immédiatement après, vient une voûte de calcaires oxfordiens, correspondant par suite au bombement de la Mescla. Il est à remarquer que ces accidents ne sont pas déversés (Pl. V, fig. 3 et 4) ; mais il n'en est pas de même pour les suivants.

On observe en effet, au village même de Malaussène, un synclinal déjà déversé vers le sud et occupé par les marnes aptiennes (Pl. IV, fig. 13) ; celles-ci descendent au niveau du Var, sur sa rive droite, à 1 km. en aval du Pont du Picciarvet ; ce synclinal passe ensuite sur la rive gauche du Var, visible dans les calcaires néocomiens en dessous du Picciarvet et de la Courbaissa (Pl. V, fig. 1 et 2) et sur la crête qui sépare la Tinée du Var, au nord-ouest du sommet 629. Il traverse la Tinée un peu en amont de son confluent avec le Var, et se prolonge ensuite sur la rive gauche de celui-ci, en se transformant en un pli-faille ; ce contact anormal, déjà visible dans le soubassement du Colomp (Pl. V, fig. 3), est le plus important de tous ceux de la région que j'étudie ici, à l'exception du grand contact anormal qui la limite à l'est. Il se suit d'une façon ininterrompue sur la rive gauche de la Tinée jusqu'à l'Uesti (Pl. V, fig. 4), jalonné par les calcaires massifs du Jurassique supérieur reposant sur le Cénomanien, puis descend à la Vésubie au voisinage du Cros pour remonter sur sa rive gauche (Pl. V, fig. 15), en passant un peu à l'est de Levens, au hameau des Traverses.

L'anticlinal qui le suit naît aussi au voisinage de Malaussène et se montre au Pont du Picciarvet, sur la rive droite du Var, sous forme d'un petit anticlinal déjà déversé, formé de calcaires tithoniques pointant sous le Néocomien ; il passe sur la rive gauche du Var, marqué sur le versant sud du Picciarvet par une bande de calcaires tithoniques reposant sur le Néocomien et surmontés régulièrement par les mêmes couches, qui forment le sommet du Picciarvet et le sommet 629. On voit apparaître dans son axe les couches inférieures jusqu'à l'Infralias (Pl. V, fig. 2) et même, dans le fond de la Vésubie, au milieu des éboulis qui couvrent la pente, j'ai rencontré des blocs de cargneules triasiques. Cet anticlinal traverse ensuite la Vésubie, pour remonter au Colomp, où il chevauche sur le synclinal précédent par pli-faille, comme je viens de l'indiquer ; je ne répéterai pas la description que je viens de donner de ce contact anormal et je ferai seulement remarquer que l'on rencontre, au fond de la Vésubie, un peu en amont du pont du Cros, les cargneules et les gypses triasiques formant l'axe de cet anticlinal, dont le flanc renversé tend à se reconstituer en profondeur.

Le synclinal et l'anticlinal suivants sont beaucoup moins faciles à suivre, bien qu'au début, à Malaussène, l'anticlinal soit déjà représenté par un bombement très net (Pl. IV, fig. 13), alors que le précédent n'est encore indiqué que par

[1] Ce plongement est d'ailleurs compliqué par l'existence d'ondulations dissymétriques, qui tendent à se déverser vers le S.O. (Pl. V, fig. 3).

le très petit anticlinal du Pont du Picciarvet. Mais, au lieu de se continuer nettement et de s'accentuer rapidement comme celui-ci, il se subdivise en plusieurs petits anticlinaux secondaires, très visibles dans les calcaires néocomiens au voisinage de Tournefort, aussi bien dans le vallon situé à l'ouest de la croupe qui porte ce village que dans le versant droit de la Tinée ; ces plis sont tous déversés dans le même sens que le précédent, mais ils ne sont par rapport à lui que des froissements sans grande importance. Seul, un bombement jurassique situé dans le fond de la Tinée, en aval du Pont de la Lune, et coupé brusquement à ce pont même par une petite faille locale, a quelque importance. Un autre anticlinal parallèle produit, dans le fond de la Tinée, un petit bombement des calcaires barrémiens au milieu des marnes aptiennes, près de l'amorce de la route de Roussillon.

C'est au même faisceau qu'appartiennent les ondulations, quelquefois légèrement déversées, qui affectent les couches crétacées inférieures au voisinage du village de la Tour (Pl. V, fig. 1). Ce n'est qu'à la Madone d'Utelle qu'on voit naître, dans le prolongement de ces plis, un anticlinal important (Pl. V, fig. 4), auquel doit correspondre, sur la rive gauche de la Vésubie, le lambeau imbriqué de Castelard (Pl. V, fig. 15).

Un anticlinal plus externe naît au Col des Monigas, situé au sommet du vallon de St-Jean, au milieu des dépôts tertiaires, puis se dirige vers le sud jusqu'au voisinage de St-Jean (hameau de La Tour) ; de là, il se dirige vers le sud-est, en se déversant vers le S.O., et se montre très nettement au milieu des calcaires crétacés supérieurs de Castel Gineste, au nord d'Utelle. On trouve son noyau jurassique sur la rive droite de la Vésubie, à la Cluse de St-Jean-la-Rivière, toujours déversé vers le S.O. ; il passe ensuite sur la rive gauche de la Vésubie, au milieu des escarpements de Sue Caragn, où sa présence donne une épaisseur anormale aux calcaires jurassiques supérieurs. A partir de là, on n'en retrouve pas nettement le prolongement sous la barre jurassique provenant du chevauchement du pli suivant, qui a dû le recouvrir ; toutefois on rencontre, sur le chemin muletier qui monte de St-Jean-la-Rivière au Col de Lobe, un développement extraordinaire des calcaires crétacés supérieurs, fortement plissés, et il est très probable que l'on doit y voir la prolongation de cet anticlinal (Pl. V, fig. 13).

Le synclinal qui le suit est très net vers sa naissance au N.O., sur le versant occidental de la chaîne qui descend du Tournairet au Mont Brech (Pl. V, 1-3) ; il est immédiatement contigu à l'anticlinal du Mont Brech, qui se déverse sur lui, ainsi que je l'ai indiqué précédemment et que le montrent les coupes en question.

Quant à cet anticlinal du Mont Brech, le plus externe du faisceau, je l'ai suivi précédemment jusqu'à la Cime de Bonvillar, où nous avons vu naître un contact anormal unique, qui amène l'aire synclinale de la Bevera en contact immédiat avec celle que je viens de décrire, sur laquelle elle chevauche vers l'ouest. Ce chevauchement a poussé, sur les calcaires crétacés supérieurs, les calcaires massifs du Jurassique qui forment la falaise abrupte que présente, sur son versant occidental et en son sommet, la chaine du Mont Férion ; il se poursuit, d'une fa-

çon ininterrompue, jusqu'à la limite méridionale de la région que j'ai étudiée (Pl. V, fig. 10 à 15), présentant seulement au Col St-Michel un léger accident secondaire transversal, qui a produit un faible abaissement de la partie située au sud de ce col par rapport à celle située au nord.

Anticlinal du Gourdan et du Mont Vial.

L'important anticlinal qui limite au sud l'aire synclinale précédente et qui la sépare de celle de l'Estéron est, comme nous l'avons vu, déversé d'une façon générale vers le sud et souvent transformé en un pli-faille.

A la limite des feuilles de Nice et de Castellane, il existe déjà très marqué, amenant un léger chevauchement des calcaires jurassiques supérieurs sur les couches cénomaniennes, puis progressivement sur des couches de moins en moins récentes, comme au voisinage de Briançonnet, où ils chevauchent seulement sur le Néocomien (Pl. IV, fig. 3) ; le contact anormal cesse avant d'arriver au Col du Buis, où n'existe plus qu'un anticlinal dissymétrique (Pl. IV, fig. 5). L'axe de l'anticlinal s'abaisse rapidement à partir de ce point, pour atteindre son minimum d'élévation au voisinage de l'Hubac (Pl. IV, fig. 6), où l'Aptien et même le Cénomanien apparaissent à une très faible altitude suivant son axe (900 m. environ), tandis que les calcaires jurassiques étaient portés à 1600 m. à la limite occidentale de la région étudiée et remontent ensuite (Pl. IV, fig. 7 et 8) jusqu'à 1497 m., au Mont Gourdan. La coupe 2 de la Pl. IV, dirigée suivant l'axe de l'anticlinal, montre cette dépression d'une façon très nette et met en évidence la manière dont se produit la surélévation à l'extrémité occidentale de la montagne du Gourdan; ce relèvement ne se produit pas graduellement, mais au contraire *très brusquement, et n'intéresse que les couches situées dans l'axe de l'anticlinal*. L'examen de la carte géologique (Pl. VIII) montre en effet que les diverses couches du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur présentent autour du point 1270 un plongement périclinal, aussi marqué suivant l'axe de l'anticlinal que suivant ses flancs ; d'autre part, l'examen de la même carte et la comparaison des coupes 5 à 7 de la Pl. IV indiquent nettement aussi que *les calcaires crétacés supérieurs des deux flancs de l'anticlinal ne participent pas sensiblement à la dépression et à la surélévation de l'axe.*

On a donc affaire ici à des surélévations brusques, analogues aux accidents elliptiques indépendants (dômes), et produites dans le prolongement l'une de l'autre sur l'emplacement d'un axe anticlinal général ; ces deux accidents sont séparés par une partie de cet anticlinal général très déprimée par rapport à eux. Cette dépression ne saurait nullement être considérée comme le résultat d'une ondulation transversale qui s'est superposée à l'anticlinal principal, car elle ne s'est pas propagée en dehors de l'axe de l'anticlinal. Des deux synclinaux qui le bordent, celui de Puget-Théniers ne présente aucune perturbation correspondante, et celui situé au sud renferme au contraire, correspondant presque exactement à la dépression de l'anticlinal, un petit dôme adventif dont

je parlerai plus loin, qui est nettement indiqué sur la carte géologique (Pl. VIII) et sur la carte tectonique (Pl. I). Par suite, les surélévations de cet anticlinal sont des accidents *ayant leur existence propre* et susceptibles de plusieurs interprétations théoriques quant à leur origine ; ils peuvent être considérés en effet, ou bien comme des accidents secondaires de cet anticlinal contemporains de sa formation et résultant de variations locales d'intensité, ou bien comme des accidents secondaires postérieurs à la formation de l'anticlinal principal, ou encore comme des accidents primitivement isolés, appartenant à un même faisceau, et qui se sont trouvés sensiblement dans le prolongement l'un de l'autre ; leur propagation ayant eu lieu de part et d'autre du centre, ils se seraient rencontrés à un moment donné et réunis par une partie intermédiaire commune qui aurait pris une disposition anticlinale suivant leur grand axe commun.

Ces diverses hypothèses sont également vraisemblables *a priori* et expliquent toutes la formation des *anticlinaux en chapelet*, dont j'aurai occasion d'indiquer plus loin un autre exemple, beaucoup plus net que le précédent ; la présence, dans la même région, d'accidents identiques *isolés* et non plus alignés, semble plutôt en faveur de la dernière, mais n'est pas toutefois contradictoire avec les premières. On conçoit en effet que la formation de semblables accidents anticlinaux elliptiques ait été influencée par l'existence des anticlinaux préexistants ou en voie de formation, et qu'ils se soient alignés suivant leur direction et leur emplacement.

Je me contenterai pour le moment de poser la question, pour revenir à la description de l'anticlinal du Gourdan. Il reprend bientôt un déversement vers le sud, sur la grande cuvette synclinale de Saint-Antonin, ce déversement étant déjà assez accentué pour le Nummulitique et les couches terminales du Crétacé, au village de la Rochette (Pl. IV, fig. 8) ; il est beaucoup plus marqué à mi-chemin de ce village et de celui de Saint-Pierre, au Bonvillar, où les calcaires crétacés supérieurs *presque horizontaux* reposent sur ceux du Nummulitique, et ceux-ci sur les dépôts plus récents. Au voisinage de la Penne (Pl. IV, fig. 10), les couches, quoique très redressées, ne présentent plus de déversement.

En même temps, on observe, sur le flanc nord de la Montagne du Gourdan, un déversement général *vers le nord* de toutes les couches jusqu'au Trias, amenant l'affleurement de celui-ci, à mi-côte d'abord (Pl. IV, fig. 8), en même temps que la production au milieu des dépôts crétacés supérieurs d'un pli accessoire, aussi déversé vers le nord et bien visible sur la rive droite du Var, en face de Puget-Théniers. L'altitude du noyau triasique du pli principal diminue rapidement, en même temps que son flanc renversé s'étire, jusqu'à amener les cargneules et les gypses triasiques au niveau du Var, dans le soubassement du petit plateau de Breuil, en contact avec les calcaires crétacés supérieurs (Pl. IV, fig. 9). Le Trias remonte ensuite sur la rive droite du Var, sous les éboulis qui descendent du Mont Roccaforte (Pl. IV, fig. 10), en même temps que se reconstitue le flanc renversé du pli ; le Trias atteint ainsi le sommet du Mont Rorebel Inférieur, où il disparaît sous le manteau jurassique qui se referme sur lui, par réunion des deux flancs.

Une nouvelle complication apparaît immédiatement ; avant même que le déversement vers le nord du flanc septentrional du pli en question ait cessé, on voit les divers termes du Crétacé et du Jurassique de son flanc méridional disparaître, en sorte qu'au hameau de Rorebel, les calcaires nummulitiques redressés verticalement viennent en contact avec les calcaires en plaquettes à *Avicula contorta*, qui forment le sommet de la croupe qui domine le village (Pl. IV, fig. 11). Ce contact anormal se prolonge ensuite sans interruption vers l'est, amenant l'Infralias ou le Jurassique en contact avec le Nummulitique jusqu'à Ascros, puis avec le Crétacé supérieur et de nouveau avec le Nummulitique à partir du pied du Mont Brune (Pl. IV, fig. 12). Cette coupe montre en même temps que le déversement anormal vers le nord qui existe au voisinage de Puget-Théniers, *au point de resserrement maximum contre le dôme de la Cime de Barrot*, disparaît quand le synclinal intermédiaire de Puget-Théniers acquiert une plus grande largeur ; bientôt d'ailleurs naissent, sur le flanc nord de l'anticlinal du Mont Vial et le séparant du synclinal de Puget-Théniers, les divers plis que j'ai décrits plus haut.

Le contact anormal du flanc sud de l'anticlinal est nettement mis en évidence par la présence d'une falaise continue et abrupte de calcaires jurassiques, au pied de laquelle les couches nummulitiques et crétacées se montrent très ravinées, mais avec des pentes plus adoucies ; il est facile à observer dans la descente du Col de Vial à Toudon (Pl. IV. fig. 13), où les calcaires nummulitiques et les marnes à *Serpula spirulæa* forment un petit synclinal couché vers le sud, au pied de la falaise jurassique entamée par le Col de Vial, où se montrent les couches à *Avicula contorta*. Les cargneules triasiques apparaissent ensuite à la base du Jurassique, en contact immédiat avec les dépôts tertiaires (Pl. V, fig. 1 à 4), et chevauchant nettement sur eux à La Cime, à l'ouest de Bonson. A partir de ce village, les divers terrains crétacés, puis jurassiques, qui occupent le synclinal par lequel se termine l'aire de l'Estéron, plongent tous vers le nord et disparaissent successivement le long de ce contact anormal, qui est orienté N.O.-S.E. et coupe par suite à 45° leur direction. Les calcaires jurassiques, puis les couches triasiques de l'anticlinal du Mont Vial, traversent obliquement le cours du Var et passent sur sa rive gauche avec une direction à peu près N.-S., au village de la Roquette, bâti sur les dépôts triasiques qui occupent l'axe de ce pli ; je n'ai pas suivi plus loin vers le sud la prolongation de cet accident, d'ailleurs masqué presque aussitôt par l'épaisse série de sédiments pliocènes que l'on rencontre sur la rive gauche du Var, à partir de Saint-Martin-du-Var.

Le grand accident que je viens d'analyser brièvement ressemble beaucoup au premier abord à une grande faille d'affaissement qui aurait découpé, comme à l'emporte-pièce, le bassin de l'Estéron, affaissé par rapport à la région située au nord. Mais l'étude détaillée du contact anormal, avec les couches nummulitiques froissées et en beaucoup de points un chevauchement net des couches les plus anciennes de la lèvre nord sur la partie affaissée, et d'autre part sa naissance par accentuation d'un pli et sa relation évidente avec le faisceau de la Vésubie inférieure, décrit précédemment et dont il n'est que l'accident le plus interne,

ne sauraient laisser aucun doute sur l'origine *par pli-faille* de cet accident tectonique, le plus important peut-être de la région.

Age de cet anticlinal — Pour toute la partie orientale de cet accident, je n'ai trouvé aucun indice certain d'une ébauche anténummulitique ; mais il n'en est pas de même pour sa partie occidentale, où l'on rencontre des preuves certaines de l'existence d'un accident anticlinal arasé au moment du dépôt du Nummulitique. On voit, en effet, au voisinage du Col du Buis, sur le flanc sud de l'anticlinal, les calcaires nummulitiques reposer directement sur le Barrémien (Pl. IV, fig. 5). D'autre part, au village même de la Penne, s'il ne paraît pas y avoir de discordance appréciable entre le Nummulitique et les calcaires crétacés supérieurs dans la hauteur des coupes que l'on peut observer, l'examen d'une coupe à l'échelle montre nettement que ceux-ci n'ont pas là l'épaisseur qu'ils présentent habituellement de part et d'autre de ce point ; de plus, ils sont affectés, dans le soubassement du Nummulitique, de plis que ne suit pas ce dernier ; enfin, la présence d'un conglomérat formé uniquement de très gros galets de ces mêmes calcaires, à la base du Nummulitique, montre nettement qu'ils ont été démantelés, sinon sur place, du moins dans le voisinage. Ce conglomérat ne se retrouve pas de l'autre côté de l'anticlinal, à Puget-Théniers, où les calcaires nummulitiques renferment au contraire à leur base une très grande quantité de grains de quartz qui ne peuvent provenir que du massif cristallin, et dont on ne retrouve aucune trace au sud du Gourdan. Il faut remarquer d'ailleurs que ce seuil séparant les deux bassins a pu ne plus exister pendant l'Oligocène, car les sables supérieurs aux marnes à *Serpula spirulæa* se retrouvent les mêmes à Puget-Théniers et au sud de la Penne, renfermant de nombreux galets de granulite ; toutefois cet argument n'est pas absolument démonstratif, car nous avons vu que les sables de la cuvette de Saint-Antonin paraissent provenir plutôt du massif ancien des Maures et de l'Estérel, à cause de la présence de galets d'une roche éruptive identique à celle de Villeneuve-Loubet et d'Antibes, qu'y a signalés M. Potier.

AIRE SYNCLINALE DE L'ESTÉRON

Cette région, située au sud de la précédente, dont elle ne se différencie pas nettement à l'ouest et particulièrement sur la feuille de Castellane, présente au contraire une individualité très marquée dans sa partie orientale, où elle en est séparée par le grand contact anormal que je viens de décrire et qui coupe obliquement sa direction vers son extrémité. Elle est limitée au sud par le grand anticlinal du Cheiron, au-delà duquel les plis ont une tout autre direction ; nous avons vu qu'elle se réduit et disparaît à son extrémité orientale, ce grand anticlinal venant en contact immédiat avec celui du Mont Vial au confluent du Var et de l'Estéron ; leurs noyaux triasiques se présentent là sur les deux rives du Var et paraissent, au premier abord, être la continuation l'un de l'autre. L'aire synclinale s'élargit, au contraire, vers l'ouest et je n'y ai étudié que sa partie septentrionale.

Ainsi que je l'ai indiqué dans l'introduction de ce chapitre, cette région, synclinale dans son ensemble, est très compliquée dans le détail par suite de la présence de nombreux accidents synclinaux et anticlinaux; ces derniers sont quelquefois aussi importants que les deux anticlinaux qui la bordent, par l'altitude à laquelle ils ont porté les mêmes couches, mais c'est *seulement d'une façon locale*, tandis que ceux-ci sont continus. Le caractère fondamental des accidents de cette aire synclinale, aussi bien des synclinaux que des anticlinaux, réside *dans leur absence de continuité* ; on a partout affaire à *des accidents elliptiques*, soit isolés, soit disposés en chapelet. Les anticlinaux sont assez fréquemment renversés vers le sud et même rompus en leur milieu ; quand cela a lieu, on constate, comme pour les plis du faisceau de la Vésubie inférieure, que ce sont les calcaires massifs du Jurassique supérieur qui ont été rompus, avec chevauchement du flanc nord.

Le plus septentrional de ces accidents est une cuvette synclinale (*cuvette de Saint-Antonin*) qui borde immédiatement l'anticlinal du Gourdan, depuis Briançonnet au sud-ouest, jusqu'à Ascros et à la Tête de la Pinéa à l'est ; cette cuvette synclinale est occupée en son milieu par la puissante série de sables et de galets supérieurs aux marnes à *Serpula spirulæa*, sous lesquels plongent de toutes parts ces dernières, qui surmontent elles-mêmes les calcaires nummulitiques[1].

[1] J'ai indiqué plus haut l'exception locale à cette règle existant au voisinage de la Rochette et de Saint-Pierre, où le bord septentrional de cette cuvette est renversé vers son intérieur.

Les fig. 7-11 de la Pl. IV montrent l'extrême régularité de la coupe transversale de cette cuvette dans toute sa partie médiane, ainsi que l'approfondissement vers son milieu, visible par la comparaison de l'altitude du Nummulitique dans l'axe de cette cuvette sur ces diverses coupes.

Vers son extrémité occidentale, il se produit une complication assez inattendue, tenant à la présence d'un accident elliptique situé dans son axe et qui résulte d'une *inversion complète de courbure* ; on voit naître, en effet, au nord-est du village d'Amirat, dans l'axe de la cuvette, *un dôme* très accentué formé par les calcaires crétacés supérieurs. La terminaison périclinale de ce dôme est très nette à son extrémité orientale ; la fig. 6 de la Pl. IV renferme une coupe transversale vers son milieu, indiquant un bombement extrêmement accentué. La présence de ce dôme produit une bifurcation de la cuvette synclinale ; la branche nord, située au voisinage de l'anticlinal du Gourdan, au point où l'axe de ce dernier présente une brusque déviation vers le S. O., est très comprimée par lui, ainsi que l'extrémité occidentale du dôme d'Amirat ; aussi, quand on se rapproche du Col du Buis, on voit ces deux accidents se dévier vers le S.O. et s'écraser fortement. Le synclinal se réduit à deux lames de Nummulitique presque accolées et l'anticlinal à ses deux flancs verticaux ; ils se terminent tous deux au rocher abrupt situé au sud-est du Col du Buis, coté 1322 m. sur la carte au 1 : 80000, et formé de calcaire nummulitique replié en ∽, ainsi que le montre la fig. 5 de la Pl. IV. La digitation méridionale de la grande cuvette se prolonge au contraire jusqu'au voisinage immédiat de Briançonnet, où les calcaires nummulitiques reposent sur les calcaires néocomiens, presque à la sortie du village, sur la route de Collongues.

L'examen des coupes 5-7 de la Pl. IV, pour les deux bords de la cuvette, montre nettement que, sur l'emplacement actuel de son extrémité sud-ouest, les dépôts crétacés présentaient déjà une disposition analogue au moment du dépôt du Nummulitique. En effet, si, à l'extrémité de la cuvette, ce dernier repose sur le Néocomien, on voit successivement, en suivant les deux bords de l'affleurement tertiaire à partir de cette extrémité, apparaître des terrains de plus en plus récents jusqu'au Crétacé supérieur ; les calcaires nummulitiques reposent encore en discordance angulaire sur les calcaires sénoniens, au-dessous des Mujouls, ainsi qu'on l'observe dans la cluse située au sud de Collongues (Pl. IV, fig. 7).

A l'extrémité orientale de la cuvette de Saint-Antonin, on rencontre, au voisinage d'Ascros, un accident anticlinal analogue à celui d'Amirat, mais de moindre importance. Dans cette région encore, bien que le Nummulitique repose sur le Crétacé supérieur, on peut démontrer que le bord de la cuvette actuelle était surélevé au moment de son dépôt ; j'indiquerai plus loin des coupes absolument démonstratives pour l'anticlinal actuel de la Cime de la Gacia, qui borde au sud la partie orientale de la cuvette et suivant l'axe duquel les calcaires jurassiques eux-mêmes avaient été arasés avant le dépôt du calcaire nummulitique.

En résumé, on peut donc dire que *la grande cuvette de Saint-Antonin a été ébauchée après la fin du Crétacé, que ses bords ont été arasés avant le dépôt du Nummuliti-*

que et qu'elle s'est approfondie depuis sur le même emplacement. J'arriverai plus loin au même résultat pour un autre synclinal occupé par les dépôts nummulitiques, séparé de la cuvette de Saint-Antonin par l'anticlinal de la Cime de la Gacia, lui-même très accentué avant leur dépôt, en sorte qu'on peut admettre (autant que les affleurements tertiaires qui ont subsisté permettent de généraliser) que *les principaux accidents tectoniques de la région de l'Estéron ont été ébauchés à la fin du Crétacé et se sont accentués après le dépôt du Nummulitique.*

La démonstration en est facile pour l'*anticlinal de la Cime de la Gacia*, qui borde vers le sud la moitié orientale de la cuvette de Saint-Antonin. Dans son état actuel, cet anticlinal naît au voisinage de Sallagriffon ; les calcaires jurassiques supérieurs surgissent de dessous les terrains crétacés, à 2 km. à l'est du village, par un bombement périclinal, qui devient presque immédiatement dissymétrique, et ils chevauchent vers le sud sur les calcaires néocomiens. Au débouché de la cluse du Riolan, située au-dessus du confluent de ce torrent avec le ravin de l'Hubac et que suit la route de Puget-Théniers à Roquestéron, on observe très nettement les calcaires blancs bien lités inférieurs aux puissants calcaires massifs qui terminent le Jurassique, chevauchant sur les calcaires nummulitiques transgressifs sur le Néocomien (Pl. IV, fig. 9). Cet anticlinal se prolonge ainsi, déversé vers le sud, tantôt entier, tantôt rompu par chevauchement du flanc normal (Pl. IV, fig. 10 et 11), jusqu'au village de Cuébris, où il se régularise et où le Jurassique disparaît sous le Crétacé par une terminaison absolument semblable à celle de son autre extrémité.

L'étude du flanc méridional de ce pli démontre nettement l'existence des plis anté-nummulitiques. J'ai figuré, un peu agrandies, les portions des coupes 9 à 11 de la Pl. IV qui nous intéressent (fig. 32), ainsi qu'une autre coupe intermédiaire aux deux dernières, en me limitant à l'anticlinal en question et au synclinal qui le suit au sud (*Synclinal de Roquestéron-Pierrefeu*). Le centre de ce synclinal, compliqué vers l'ouest par des ondulations secondaires, est occupé par les dépôts nummulitiques classiques de Roquestéron, transgressifs sur les divers termes du Crétacé et, au nord de Sigale, sur les calcaires massifs tithoniques et même sur les calcaires blancs inférieurs au pied de la Cime de la Gacia. Au village même de Sigale, près des ruines du château, on voit les calcaires nummulitiques s'appuyer directement sur les calcaires massifs du Jurassique supérieur. A côté de ces coupes indiquant l'état actuel, j'ai figuré une reconstitution schématique des plis existant à l'époque du dépôt du Nummulitique, en admettant que le fond de la mer était sensiblement horizontal ; cette hypothèse est suffisamment justifiée par le fait que des calcaires aussi durs que ceux du Jurassique supérieur avaient été arasés. J'ai d'ailleurs indiqué précédemment que cet arasement avait dû se produire par érosion, pendant la longue émersion qui avait eu lieu depuis la fin du Sénonien jusqu'au retour de la mer nummulitique, en sorte que celle-ci avait trouvé un sol déjà nivelé sur lequel elle s'était étalée sans grande difficulté.

L'examen de ces coupes démontre, d'une manière évidente, que les divers plis existant actuellement dans ces coupes avaient existé avant le dépôt du Nummu-

litique, avec une amplitude plus faible qu'actuellement, et qu'ils n'ont fait que s'accentuer et se déverser légèrement vers le sud depuis cette époque.

Malheureusement, l'absence de lambeaux nummulitiques à l'ouest de la coupe la plus occidentale m'a empêché de poursuivre la reconstitution dans cette direction; vers l'est, au contraire, le synclinal de Roquestéron s'ouvre en une large cuvette qui s'étend jusqu'au village de Pierrefeu, montrant un énorme développement des marnes à *Serpula spirulæa* et un lambeau des dépôts arénacés supérieurs, au col du chemin de Roquestéron à Pierrefeu. Dans cette région, dont le synclinal précédent représente une apophyse, les calcaires nummulitiques reposent au contraire sur le Crétacé supérieur complet, en sorte que là encore le centre du synclinal actuel correspond à une région synclinale anté-nummulitique.

L'anticlinal que l'on voit au sud de celui de la Cime de la Gacia, plus important que ce dernier sur la coupe inférieure, et qu'on retrouve au contraire très diminué déjà à Sigale, pour disparaître plus loin, appartient à une rangée de dômes anticlinaux en chapelet, dont il est la terminaison orientale. Cet anticlinal se rencontre déjà à l'ouest de Briançonnet et borde au sud la partie occidentale de la cuvette de St-Antonin, jusqu'à la naissance de celui de la Cime de la Gacia qui le relaie dans ce rôle; cet anticlinal est jalonné par plusieurs bombements jurassiques qui crèvent leur couverture crétacée et sont alignés *à peu près exactement* bout à bout. Le plus occidental de ces bombements se rencontre un peu à l'ouest de Briançonnet, au nord des Traverses (Pl. IV, fig. 3) ; le second, plus important, commence au village même de Briançonnet, à la Chapelle de St-Pierre, et se prolonge vers l'est jusqu'à la traversée du premier affluent de l'Estéron, c'est-à-dire sur 3 kilomètres environ. Une nouvelle surélévation brusque des calcaires jurassiques se produit au village de Gars et forme toute la Montagne de Gars; elle est traversée en cluse par l'Estéron au voisinage de son extrémité orientale, qui se produit au sommet 896, au sud des Mujouls ; la comparaison des deux coupes (Pl. IV, fig. 5 et 6) transversales à la direction générale de cet anticlinal et passant, l'une entre ce bombement et le précédent, l'autre au milieu de la Montagne de Gars, montre la différence considérable des altitudes auxquelles sont portées les mêmes couches dans les deux coupes. La coupe longitudinale de cet accident (Pl. IV, fig. 1) montre plus nettement encore que les surélévations ne sont pas graduelles, mais au contraire très brusques, comme celle observée au S. O. de la Montagne du Gourdan. Un nouveau bombement, qui n'est d'ailleurs pas exactement situé dans le prolongement du précédent, produit les Rochers de Maumal et traverse l'Estéron, qui coule au fond d'une cluse absolument inaccessible, pour se prolonger jusqu'au voisinage de Sigale, où il est encore traversé en cluse par le Riolan, un peu au-dessus du confluent de ce ravin avec l'Estéron ; dans ce trajet (Pl. IV, fig. 8 et 9), la couverture crétacée inférieure des calcaires jurassiques a été conservée sur le flanc septentrional du pli. Enfin, après un abaissement momentané, il se produit de nouveau un petit bombement jurassique au village même de Sigale, comme je l'ai indiqué plus haut (Pl. IV, fig. 10)

L'examen de la coupe longitudinale de ce long anticlinal formé de dômes alignés en chapelet (qui n'est peut-être pas absolument homogène au sud des Mujouls, où

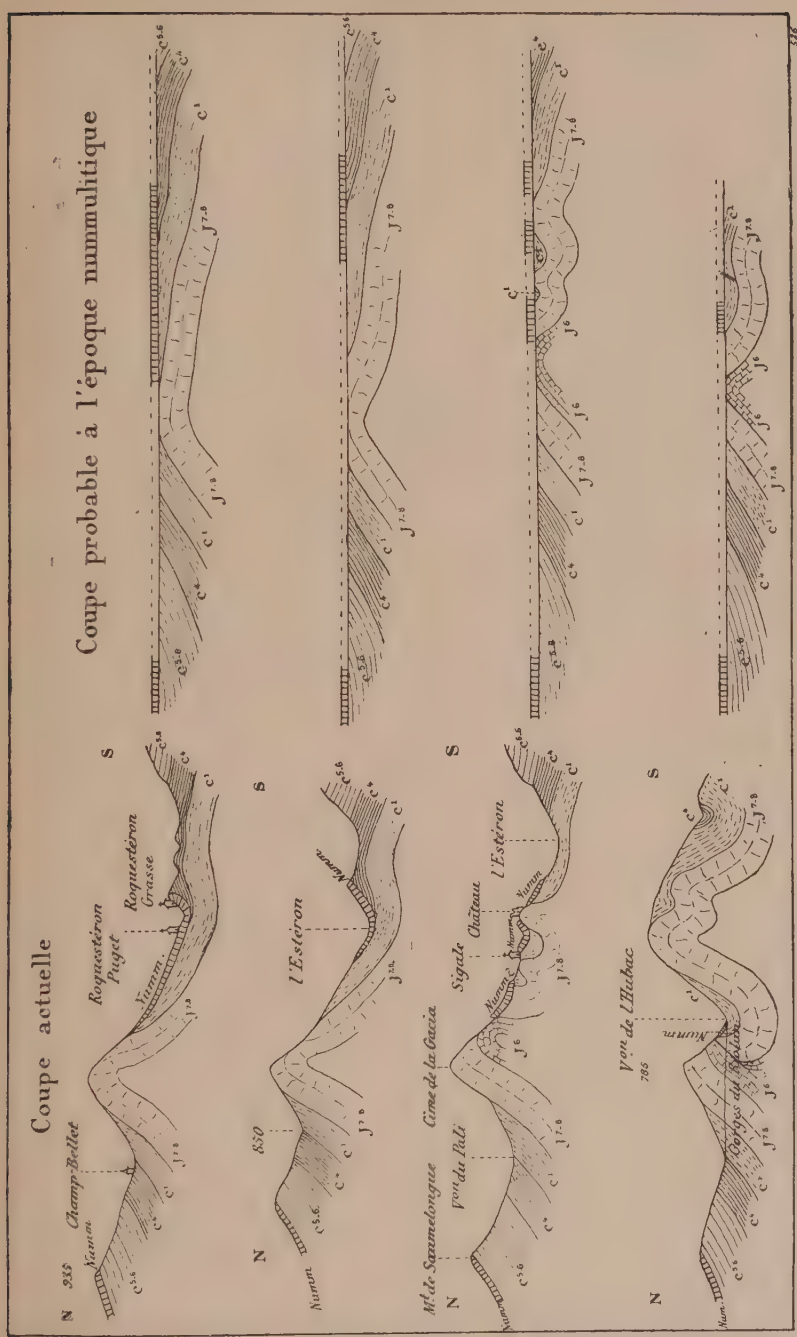


Fig. 33. — Essai de reconstitution des plis anté-nummulitiques au voisinage de Roquestéron et de Sigale.

deux de ses éléments ne se correspondent pas tout à fait exactement) démontre avec évidence ce que j'avais déjà admis pour celui du Gourdan, c'est-à-dire qu'il est constitué par une série de *dômes elliptiques* alignés suivant une même direction anticlinale, dont ils sont ou bien des accidents secondaires ou bien la cause, suivant qu'on admet l'une ou l'autre des hypothèses que j'ai émises et sur lesquelles je ne pourrais me prononcer actuellement. Quelle que soit la solution à laquelle on s'arrête à ce sujet, l'allure des couches de part et d'autre de l'axe principal montre avec évidence qu'*il ne s'agit en aucune façon d'accidents transversaux*, car les synclinaux adjacents, et même les deux flancs de l'anticlinal à très peu de distance de son axe, ne présentent aucune répercussion de ces surélévations de l'axe de l'anticlinal.

Le synclinal qui borde au sud l'anticlinal précédent est assez large à la limite occidentale de la région étudiée, où il présente un approfondissement local correspondant encore à un accident anténummulitique analogue ; puis il se poursuit vers l'est d'une façon très régulière, *sans être aucunement affecté par les irrégularités de l'anticlinal précédent.* L'anticlinal qui le borde au sud chevauche vers le S., à la cluse de St-Auban ; il se prolonge régulièrement vers l'est par la montagne de Charamel (dans ce trajet, je n'ai étudié que son flanc septentrional) (Pl. IV, fig. 3, 5, 6, 7). Au voisinage d'Aiglun, il est très fortement redressé, mais ne présente plus de déversement ; c'est ce qu'on peut observer au débouché de la cluse d'Aiglun et au Mont St-Martin (Pl. IV, fig. 8), où il est très voisin du précédent. Puis, sur le versant est du Mont St-Martin, son axe plonge très rapidement (Pl. IV, fig. 4), en sorte que les calcaires jurassiques supérieurs, qui étaient portés à une altitude de 1258 m., ne se retrouvent plus dans le fond de la vallée de l'Estéron, à 800 mètres en contre-bas ; cet exemple est certainement le plus accentué, parmi tous ceux que j'ai pu observer, d'une terminaison brusque d'un anticlinal par plongement périclinal des couches à son extrémité.

Le synclinal situé au sud de l'anticlinal précédent et qui le sépare de l'anticlinal des Bois du Cheiron, dont je n'ai pu étudier que le flanc nord (Pl. IV, fig. 8), s'élargit immédiatement après cette chute brusque de l'axe de l'anticlinal du Mont St-Martin ; il forme une cuvette allongée, occupée par les dépôts crétacés supérieurs (Pl. IV, fig. 10-12), et suivant l'axe de laquelle coule l'Estéron, depuis la combe qu'il présente à 2 kilomètres en aval de Roquestéron jusqu'au Moulin de Pierrefeu. Cette cuvette, sur le bord méridional de laquelle se trouvent les villages de Conségudes et des Ferres, est séparée de celle de Pierrefeu par l'*anticlinal de l'Auvière*, qui disparaît vers l'est, en sorte que ces deux cuvettes se réunissent à leur extrémité orientale. La disposition topographique de la colline descendant du point 860 (au sud de Toudon) jusqu'à l'Estéron, au confluent du vallon de Ciaverlina, et se prolongeant par le sommet 432 et la colline des Ferres (719 mètres), partout formée par les calcaires crétacés supérieurs plongeant dans la direction de Pierrefeu, situé au centre de cet arc, met en évidence de la façon la plus nette la terminaison de cette large cuvette, divisée localement par l'anticlinal de l'Auvière.

Il ne me reste plus, pour terminer l'étude de l'aire synclinale de l'Estéron, qu'à

décrire les accidents existant dans l'angle formé par les parties orientales de l'anticlinal du Mont Vial, déjà dévié vers le S.E., et de celui du Cheiron, qui, en contournant l'extrémité de la cuvette précédente, est venu au voisinage immédiat de Gilette. Le principal accident que l'on rencontre dans cet angle est un dôme naissant au N.O. (Pl. V, fig. 1) par un plongement périclinal qui amène les calcaires jurassiques à la Tête de Carbonnière (Pl. V, fig. 2); dans sa partie orientale, ce dôme se déverse vers le sud, avec chevauchement des calcaires jurassiques sur les couches plus récentes, jusqu'au Crétacé supérieur (Pl. V, fig. 3); son extrémité orientale est fortement comprimée et écrasée.

Le synclinal occupé par les terrains nummulitiques au pied de la falaise jurassique produite par l'anticlinal du Mont Vial, et que l'on rencontre entre Toudon et le Col de Vial (Pl. IV, fig. 13), est suivi au sud par plusieurs ondulations analogues, qui se réunissent toutes, avant même d'arriver à Tourette (Pl. V, fig. 1 et 2), en un synclinal unique ; ce synclinal borde au nord le dôme de la Tête de Carbonnière et se prolonge, le long de l'anticlinal du Mont Vial et chevauché par lui (Pl. V, fig. 3 et 4), jusqu'au voisinage immédiat de Bonson. Un second synclinal, situé au sud du dôme de la Tête de Carbonnière et le séparant de l'anticlinal du Cheiron, est jalonné au nord de Gilette par une seconde bande nummulitique, traversée par la route de Bonson à Revest, au tournant au-dessus de Gilette (Pl. V, fig. 4). Enfin, comme je l'ai indiqué déjà, on ne retrouve plus aucune trace de ces divers accidents de l'aire synclinale de l'Estéron quand on arrive au Var, l'anticlinal du Cheiron venant immédiatement en contact avec celui du Mont Vial, qui coupe normalement sa direction.

AIRE SYNCLINALE DE LA BEVERA

Pour la dernière région que j'ai à décrire et sur laquelle j'ai donné déjà des indications sommaires, j'ai poussé moins loin les études de détail, en sorte que je passerai plus rapidement sur la description des accidents qu'elle renferme et dont quelques-uns ont pu m'échapper dans l'étude assez rapide que j'en ai faite.

Cette région est tout à fait analogue à l'aire synclinale de l'Estéron, mais elle est compliquée d'une déviation progressive à angle droit de la direction des accidents, primitivement N.E.-S.O. et devenant N.O.-S.E. Toutes les coupes de la Pl. V relatives à cette région (Pl. V, fig. 6-15) sont faites normalement à la direction des plis et sont convergentes vers l'est, sauf l'une d'elles (Pl. V, fig. 9); elles montrent de plus les relations de cette aire synclinale avec les régions adjacentes (aire anticlinale du Mercantour et aire synclinale du Var moyen).

Sur sa bordure occidentale, elle présente deux larges cuvettes synclinales situées au nord l'une de l'autre. La plus septentrionale (*cuvette de Peira Cava*) présente une torsion très marquée de son axe principal; elle apparaît bien nette sur la crête qui descend de l'Aution vers le sud, entre Plan Caval et la Cime de Ventabren (Pl. V, fig. 7), jalonnée encore un peu plus à l'est par l'affleurement tertiaire de la Béole ; elle se prolonge d'abord vers le sud-ouest (Pl. V, fig. 8 et 10), puis vers le sud (Pl. V, fig. 11-14), toujours occupée en son centre par les puissants dépôts tertiaires qui forment l'importante chaîne qui descend de l'Aution à Luceram, en passant par Peira-Cava.

Ces coupes, au moins les premières, montrent que, si le centre de cette cuvette est bien régulier dans chaque coupe, il n'en est pas de même de ses bords, qui se déversent vers son intérieur. Le déversement du bord septentrional, bien visible dans les coupes 7, 8 et 10, a pour cause le voisinage immédiat du faisceau de plis dépendant du massif cristallin, ainsi que je l'ai indiqué plus haut, et amène un renversement du Crétacé supérieur sur les dépôts tertiaires, avec laminage des calcaires nummulitiques au voisinage immédiat de l'Aution (Pl. V, fig. 8); plus au sud, tant que se prolonge l'éperon anticlinal par lequel se poursuit l'aire anticlinale du Mercantour, il y a encore déversement du bord occidental de la cuvette vers l'est (Pl. V, fig. 11), mais beaucoup moins accentué que précédemment.

Sur l'autre bord de la cuvette, le déversement est inverse et dans le sens indiqué déjà pour tous les plis que nous allons voir dans la région ; l'anticlinal couché du Baus d'Ando (Pl. V, fig. 7 et 8) est des plus nets et intéresse les

terrains nummulitiques et les calcaires crétacés supérieurs. Si, à partir de là, on ne retrouve plus la prolongation de cet accident dans les terrains nummulitiques, à cause de la profondeur de l'érosion produite par la Bevera, les calcaires crétacés supérieurs en portent du moins encore nettement la trace, même au fond de la vallée (Pl. V, fig. 10) ; à la Chapelle Saint-Michel, entre le Col de l'Orme et Luceram, on observe que les calcaires crétacés sont légèrement chevauchés sur le Nummulitique. Au sud de ce dernier village, il m'a été impossible de retrouver un prolongement net de cette cuvette.

Son extrémité méridionale est bordée à l'ouest par un accident anticlinal, qui naît à la Cime de Bonvillar, à l'est de l'anticlinal par lequel se terminent au sud l'éperon du massif cristallin et l'anticlinal du Mont Brech (Pl. V, fig. 12) ; cet anticlinal s'accentue très rapidement, en se déversant vers l'ouest, et donne même naissance à un chevauchement des calcaires du Jurassique supérieur, très visible à la *Cime de Rocca Seira* (Pl. V, fig. 13). Mais, plus au sud, le contact anormal cesse et les calcaires jurassiques disparaissent sous leur couverture crétacée par un rapide plongement de l'axe (Pl. V, fig. 14).

Cet anticlinal se prolonge d'ailleurs vers le sud, au milieu des calcaires crétacés supérieurs et des couches nummulitiques, encore couché vers l'ouest sur le versant de la Cime de la Blachère qui regarde Coaraze (Pl. V, fig. 15), et reparaît à la sortie de l'Escarène vers le col de la route de Nice, mais en ce point il n'est plus déversé.

Dans l'angle compris entre cet anticlinal et celui du Mont Férion, limite occidentale de l'aire de la Bevera, existe une grande cuvette synclinale, occupée encore en son milieu par les calcaires et les marnes nummulitiques et par les grès supra-nummulitiques, qu'on rencontre entre Contes et Coaraze (*cuvette synclinale de Contes*) et qui se prolongent vers le sud-est jusqu'aux localités classiques de la Palarea et de Font-de-Giariel.

Ces dépôts sont transgressifs sur le versant oriental de l'anticlinal du Mont Férion, au S.O. de Coaraze, ce qui indique par suite que cet anticlinal important était ébauché avant le dépôt du Nummulitique, tandis que dans l'axe de la cuvette ils reposent en concordance sur le Crétacé supérieur.

A l'est de cette grande cuvette et séparée d'elle par l'anticlinal de la Cime de la Blachière, se rencontre une autre bande synclinale analogue, naissant au voisinage immédiat de l'extrémité de la cuvette de Peira-Cava, à la Cime du Savel ; elle se prolonge vers le S.E., jalonnée par le Rû-de-Bighière, qui se réunit au Paillon à l'Escarène, et est traversée à la sortie de cette localité par la route de Sospel. En suivant cette route, un peu après avoir dépassé le village de Touët, on voit que sur les calcaires crétacés supérieurs, très fortement froissés par suite de la présence de nombreux plissements déversés vers le S.O., chevauche brusquement la puissante série des calcaires massifs du Jurassique supérieur, qui forment la Cime de la Graia et celle de la Piastra au nord du ravin de Braus et qui se prolongent sur sa rive gauche par la Croix de Gallina ; on a encore affaire à un anticlinal naissant brusquement à la façon d'un dôme, à

la Cime de la Piastra, et chevauchant fortement vers le S.O. avec rupture de son flanc renversé (Pl. V, fig. 15).

En continuant à suivre la route de Sospel, on traverse successivement la série des terrains crétacés pour arriver aux couches nummulitiques classiques du Col de Braus, qui forment une très belle cuvette synclinale, d'ailleurs peu étendue. Puis on traverse en sens inverse, en descendant du Col de Braus à Sospel, le flanc opposé de cette cuvette ; on peut remarquer que les couches inférieures se redressent fortement et que les couches crétacées elles mêmes présentent, sur la route même, au-dessous de la Tête de la Lavina, des reploiements déversés vers le S.O.

Enfin, le mamelon à pentes abruptes au sommet duquel se trouve le fort du Barbonet présente lui-même un renversement net des calcaires jurassiques supérieurs, ainsi que des dolomies infra-liasiques et des cargneules triasiques, qui forment l'axe d'un anticlinal déversé vers le S.O.; cet anticlinal se suit facilement depuis la Cime de Penas, où il est extrêmement net (Pl. V, fig. 14), et même de plus loin, au milieu des calcaires crétacés, jusqu'au village de Castillon, au-dessous duquel apparaissent les cargneules triasiques dans le fond du ravin du Merlanson. Mais, si le flanc sud-ouest renversé de cet anticlinal peut se suivre sans interruption, il n'en est plus de même pour l'autre flanc qui, tout à fait normal à ses deux extrémités, c'est-à-dire d'une part dans les gorges de la Bevera, à l'est de la Cime de Penas, et au voisinage de Castillon d'autre part, présente au contraire une complication très singulière en son milieu, au voisinage de Sospel.

Cette complication est tout à fait indéchiffrable au premier abord ; on voit les cargneules et les gypses triasiques, qui occupent l'axe de l'anticlinal en question, se prolonger dans une direction perpendiculaire, formant tout le fond de la vallée de la Bevera en aval de Sospel jusqu'à la cluse de Bassiera et remontant au nord presque jusqu'au Col de Perus. De plus, tandis que, sur le flanc sud-ouest de ce singulier affleurement, le Trias est surmonté normalement par les dépôts jurassiques, on le voit au contraire, sur son flanc nord depuis Serre d'Uebi jusqu'aux granges de Perus, être *directement surmonté par les calcaires crétacés supérieurs*, très réduits d'épaisseur sous les calcaires nummulitiques qui leur sont superposés en concordance.

Avant de chercher à interpréter ce singulier accident, il nous faut examiner ce qui se passe des deux côtés. Vers le sud-est, on voit l'anticlinal précédent se prolonger normalement et être bordé au nord-est par un synclinal parallèle, occupé en son centre par les dépôts crétacés et qui se termine à son extrémité nord-ouest par un relèvement en forme de cuvette. Puis vient un anticlinal qui forme le chaînon du Mont Razet et qui est légèrement déversé vers le S.O.; à son extrémité nord-ouest, où il est coupé par la profonde vallée de la Bevera, on voit les dépôts triasiques remonter sur la rive droite de celle ci, dans le prolongement de l'axe de l'anticlinal. Celui-ci est bordé par une cuvette synclinale allongée parallèlement à lui, relevée en son extrémité à la Graia d'Albarea et occupée en son centre par les calcaires crétacés ; elle est limitée à l'est par un

anticlinal parallèle aux précédents et dont l'axe triasique apparaît sur le versant occidental du Mont Granmondo, bordé des deux côtés par les calcaires jurassiques, qui forment ce sommet et le Mont Mulacier (flanc occidental). De nouveau on voit les cargneules triasiques remonter sur la rive droite de la Bevera dans l'axe de cet anticlinal, et on constate de plus que son flanc oriental traverse la vallée sans interruption à la Cluse de Bassiera, creusée dans les calcaires jurassiques supérieurs surmontés régulièrement par les divers niveaux crétacés, qui forment le soubassement du Mont Grazian. Mais si l'on suit le bord de l'affleurement triasique en montant aux granges de Perus, on voit bientôt disparaître progressivement les divers niveaux intercalés entre le Trias et le Crétacé supérieur, qui viennent en contact direct, ainsi que je l'ai indiqué plus haut.

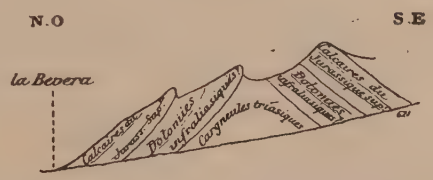


Fig. 34. — Croquis de l'anticlinal transversal du Mont Diaurus, pris de la vallée de la Bevera, à la sortie de Sospel.

Au N.O. de l'affleurement triasique de Sospel, on retrouve deux synclinaux très marqués, occupés par les dépôts éogènes et qui sont manifestement la prolongation des deux synclinaux de Castillon et du Col du Razet. Le premier naît, par une terminaison en cuvette, entre la Roche de Gœta et le Sommet du Béolet, d'abord orienté N.E.-S.O. (Pl.V, fig. 10), puis tourne progressivement vers le S. et le S.E. (Pl.V, fig. 11 et 14) avec déversement graduel de son flanc oriental ; le déversement atteint son maximum immédiatement au nord de Sospel (Pl. V, fig. 15), au point où cessent d'affleurer les dépôts éogènes par l'érosion de la vallée. Le second synclinal, parallèle au précédent, naît entre le Sommet du Béolet et l'Albarea et subit la même torsion que lui, avec un déversement analogue (Pl. V, fig. 11, 14, 15). Il est suivi, vers son extrémité septentrionale, au Mont Grosso, par deux petits synclinaux analogues, mais ne se prolongeant pas nettement vers le sud.

Les accidents tectoniques des deux rives de la Bevera se correspondent donc très exactement, par dessus l'affleurement triasique dirigé transversalement à leur direction ; il me reste à expliquer cet accident, en même temps que la disparition des couches qui a lieu sur son flanc nord. Si l'on examine ce qui se passe dans le fond de la vallée de la Bevera, à la campagne d'Alberti (au S.O. de la Cime de Penas), on voit les niveaux crétacés inférieurs s'étirer et les calcaires crétacés supérieurs venir en contact avec les calcaires massifs du Jurassique supérieur, puis ces derniers disparaître eux-mêmes au confluent de la Bevera avec le ravin qui coule au pied sud-ouest de la Cime de Penas ; de la sorte, les cargneules triasiques viennent, à la Serre d'Uebi, en contact immédiat avec

les calcaires crétacés supérieurs, dont la base est également étirée. *Cet étirement se produit donc graduellement et sans trace de renversement.* De même, à l'autre extrémité, nous avons vu un fait analogue aux Granges de Perus.

Quant à la raison même de cet étirement, elle me paraît en relation avec la présence d'un anticlinal, dont je n'ai pas encore parlé, *qui coupe en écharpe tous les plis précédents.* Déjà dans les gorges de la Bevera, où commence l'étirement, on voit, à Sainte-Ursule, le passage d'un anticlinal symétrique très voisin de celui de la Cime de Penas, mais qui en est bien distinct. A l'autre extrémité de l'affleurement triasique, on voit celui-ci former l'axe d'un anticlinal orienté O.-E., qui passe au nord du Mont Diaurus et est extrêmement visible de Sospel même, cette localité étant située sur l'axe même du pli (fig. 34). Par suite, *l'affleurement triasique O.-E. de Sospel occupe l'axe d'un anticlinal oblique aux autres plis*, cet axe triasique venant confluer en un affleurement unique avec celui de l'anticlinal de la Cime de Penas. D'autre part, nous avons vu que ce Trias présente, sur la rive droite de la Bevera, des surélévations très nettes dans l'axe des anticlinaux qui le coupe ; le même fait existe sur la rive gauche, au voisinage du Pont de Nieja, indiqué par les deux apophyses que forme l'affleurement sur la carte, la plus importante d'entre elles montant jusqu'au pied du Col de Perus. Quant à l'étirement des couches qui a lieu sur le bord nord de l'affleurement triasique, il résulte d'*un étirement du flanc nord de cet anticlinal oblique.*

La seule question qu'il me reste à examiner est l'âge relatif de cet anticlinal par rapport à celui des autres plis. La régularité du contact du Trias avec le Crétacé supérieur ne se comprendrait pas si les plis N.O.-S.E. avaient existé au moment de la formation de cet anticlinal O.-E. Un étirement aussi régulier n'a pu se produire que le long d'un anticlinal simple, et non compliqué par le croisement de plis importants (et même déversés) préexistants ou contemporains. Cette raison indirecte, la seule d'ailleurs que je puisse invoquer actuellement, me conduit donc à admettre que la production de l'anticlinal oblique et de l'étirement des couches est antérieure à la formation des plis rentrant dans le cadre général de la région ; d'autre part, la concordance absolue du Nummulitique et du Crétacé sur son flanc nord étiré démontre que sa formation est postérieure au dépôt du Flysch.

L'autre grand affleurement triasique qui existe autour de la Giandola et qui se termine vers le sud au Col de Brouis, occupe aussi le centre d'un accident anticlinal assez complexe. Si l'on étudie le flanc sud-est du sommet de Colla Bossa, situé au nord de Breil, à la limite orientale de la région décrite ici, on voit un contact anormal, par pli-faille déversé vers le N.O., du Trias et du Crétacé supérieur (Pl. V, fig. 6)[1] ; le flanc normal du pli est formé par le Jurassique supérieur qui descend du fort ruiné du Mart à la Roya. Ce pli, ainsi que tous ceux de cette zone, subit une déviation vers le sud, en même temps que son flanc renversé redevient complet, comme on peut l'observer dans la vallée de la Maglia et au

[1] Ce pli peut se suivre plus loin au N.E., aux environs de Saorge.

Col d'Agnon (Pl. V, fig. 9). Plus loin, son flanc renversé s'étire de nouveau, amenant le Trias en contact avec le Crétacé, puis avec le Nummulitique au Col de Brouis. D'autre part (Pl. V, fig. 8), si l'on suit l'autre flanc du pli, à partir de la Giandola, on le voit s'étirer aussi et l'on peut observer, sur le versant nord de la Cime du Bosc, que le Crétacé supérieur plonge au nord, c'est-à-dire vers l'axe de l'anticlinal ; au Col de Brouis (Pl. V, fig. 8), ce déversement du flanc oriental est bien manifeste, accompagné d'un étirement très marqué du Crétacé. Sur le versant méridional du col, on voit même le Nummulitique venir en contact avec les cargneules et les gypses triasiques, de même que sur l'autre flanc du pli; puis brusquement le Trias s'enfonce sous les terrains nummulitiques des deux flancs, qui se réunissent au-dessus de lui, indiquant un plongement de l'axe triasique vers le sud plus rapide que la pente du terrain, pourtant très grande en ce point.

Si l'on observe attentivement le plongement du Nummulitique autour de l'extrémité de l'affleurement triasique, on voit qu'il a lieu de toutes parts vers l'extérieur ; le plongement du Trias suivant le prolongement de l'axe de l'anticlinal précédent est plus fort que celui de sa couverture de terrains plus récents, car, peu après, on voit les calcaires crétacés supérieurs en dessous du Nummulitique, sans aucune trace du prolongement de l'axe triasique qui avait, pour ainsi dire, traversé comme à l'emporte-pièce tous les terrains superposés jusqu'au Nummulitique. Cette facilité si grande avec laquelle les cargneules et les gypses triasiques ont monté dans l'axe des anticlinaux, de façon à venir en contact avec tous les terrains plus récents, ainsi que nous en avons eu de nombreux exemples dans l'étude qui précède, rend très explicable l'erreur dans laquelle sont tombés les anciens géologues qui ont étudié la région, en considérant ces gypses comme résultant d'une transformation chimique des divers terrains avec lesquels ils sont latéralement en contact.

Enfin, pour terminer cette description, il me reste à signaler la naissance, sur le versant sud de la Cime du Bosc, c'est-à-dire à l'est de l'anticlinal du Col de Brouis, d'une cuvette synclinale très nette, formée par les dépôts nummulitiques ; son extrémité septentrionale seule est située sur le territoire français et elle se prolonge vers le S.E. en Italie, passant à Penna, où elle a été étudiée par M. Franchi.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES RELATIVES A LA TECTONIQUE DE LA RÉGION.

Avant de terminer l'étude des plis de la région, il me reste encore à appeler l'attention sur les divergences qui existent, dans la partie où elles sont contiguës et même un peu communes, entre la carte tectonique de la Pl. I et celle des plis de la région de Castellane, donnée par M. Zürcher dans son intéressant mémoire sur la structure de cette dernière région [85]. Cette différence, plus apparente que réelle, tient à ce que la région commune aux deux cartes est une région synclinale, où les cuvettes jouent un rôle important ; on ne peut trouver l'indication de ces dernières, et particulièrement de celles de St-Benoît et d'Agnere et de la terminaison occidentale de celle de Puget-Théniers, sur la carte de M. Zürcher, qui n'indique que les axes anticlinaux. Il existe d'ailleurs, dans le texte même du mémoire de M. Zürcher, une interprétation des mêmes faits toute autre que celle que j'ai admise, ce qui tient à ce que je me fais une idée théorique des phénomènes de plissement assez différente de celle qu'a exposée d'une façon si intéressante notre aimable et savant confrère dans son mémoire.

a). Changements de direction des plis.

En premier lieu, je ne saurais admettre avec M. Zürcher que : « *un changement « notable de direction d'un pli, bien que pouvant être dû à des circonstances ayant gêné « son développement rectiligne, doit reconnaître plus souvent pour cause le raccordement « de ce pli avec un pli voisin* [1] », ces deux plis appartenant à des faisceaux différents. Il me semble au contraire plus naturel d'admettre que, dans une région de tectonique compliquée, où existaient plusieurs centres résistants, soit superficiels, soit situés en profondeur, les rides qui se sont formées par leur rapprochement devront plus ou moins fidèlement épouser les contours de ces massifs résistants et suivre par suite un trajet sinueux, qu'il est impossible de subdiviser en plusieurs faisceaux marquant tous les changements de direction. Pour la région que j'ai étudiée, l'observation des plis qu'on rencontre entre la Tinée, le Var et la Vésubie, ou encore de ceux qui existent dans l'aire de la Bevera, où se produisent des déviations à angle droit du tracé des plis se faisant

[1] *Loc. cit.*, p. 31.

d'une façon graduelle et continue, ou bien encore la disposition des plis concentriques au dôme permien, est complètement en désaccord avec cette théorie que les plis ne peuvent pas tourner.

Ceci ne veut pas dire d'ailleurs que je pense que, dans un faisceau de plis qui présente une semblable torsion, il n'y a eu qu'un centre unique de formation des plis, à partir duquel se serait propagé, dans les deux sens, le mouvement de plissement. De même que dans un faisceau rectiligne, il peut arriver que les plis aient commencé à se former en plusieurs points, mais avec des directions primitives un peu différentes ; ils se sont propagés de part et d'autre de ces centres originels jusqu'à la rencontre des plis provenant des centres voisins, avec lesquels ils ont pu se raccorder pour former des plis continus sur une grande longueur, bien qu'ayant pris naissance par plusieurs plis embryonnaires ; ce cas n'est d'ailleurs pas nécessaire, ni même général, et il n'aura lieu que lorsque deux anticlinaux se propageant en sens inverse arriveront exactement dans le prolongement l'un de l'autre.

La discontinuité des plis dans les aires synclinales de l'Estéron et de la Bevera, régions de dômes et de cuvettes synclinales, indique qu'il y a eu autant de centres originels de plissement que d'accidents isolés ; dans ce cas même, il me semble pourtant bien difficile de ne pas admettre encore qu'on a un faisceau unique, dont la direction générale peut être rectiligne ou curviligne, et non autant de faisceaux distincts que de directions de plis embryonnaires. L'adoption de cette seconde manière de voir conduirait, dans le cas où l'on a deux faisceaux voisins, tout à fait analogues, comme ceux de l'Estéron et de la Bevera, mais l'un rectiligne et l'autre curviligne, à admettre que le premier est simple et le second complexe, sa division en faisceaux secondaires étant d'ailleurs des plus arbitraires.

b). **Anticlinaux et synclinaux.**

Je ne puis admettre non plus l'idée théorique émise par M. Zürcher dans un travail antérieur [1], idée qui se retrouve dans son mémoire sur les environs de Castellane ; il admet comme un axiome que « *les plissements géologiques, qui résultent d'une compression, doivent toujours avoir pour effet de produire des saillies sur la surface primitive* ». et que par suite « *le pli* » est l'anticlinal, dont les deux flancs peuvent être en connexion de part et d'autre avec un synclinal, ou bien se raccorder directement avec une surface non plissée. Partant de la même idée théorique, l'auteur pose en principe qu' « *il ne serait pas admissible par suite de supposer « la formation du pli synclinal entre deux raccordements et il découle de cette conclu- « sion une sorte de prédominance de la forme anticlinale sur la forme synclinale, qui « justifie le choix de la première de ces formes pour lui donner une certaine indivi- « dualité dans nos discussions sous le nom de pli* ».

[1] *Zürcher.* Sur les lois de la formation des plissements de l'écorce terrestre (*Feuille des jeunes naturalistes*, 1er septembre 1891).

Cette négation de l'individualité des synclinaux ne me paraît nullement justifiée et je pense au contraire que les anticlinaux et les synclinaux ont une valeur équivalente. Il est possible que, dans beaucoup de cas, les premières rides formées aient été anticlinales ou positives et séparées par des parties intermédiaires non plissées ; à mesure que ces anticlinaux se seront accentués, la partie intermédiaire aura diminué de largeur jusqu'à disparaître, quand les flancs contigus de deux anticlinaux adjacents seront venus se raccorder directement. Dans ce dernier cas, il se sera constitué *un synclinal* intermédiaire, mais résultant simplement du rapprochement de la base des anticlinaux, qui seront *les véritables entités tectoniques ;* on conçoit facilement d'ailleurs, dans ce cas, que les synclinaux ne se prolongent pas aussi loin et d'une façon aussi continue que les anticlinaux, puisqu'il suffit que les deux flancs en regard de deux anticlinaux adjacents se raccordent par l'intermédiaire d'une partie plane pour qu'il n'existe plus de synclinal au sens strict du mot.

Mais le fait inverse a pu aussi se produire au début, c'est-à-dire que les premières rides formées étaient synclinales ou négatives et séparées par des surfaces intermédiaires planes ; quand celles-ci disparaissent par suite du raccordement direct des deux flancs voisins de deux synclinaux adjacents, il existe un anticlinal intermédiaire ; on pourra appliquer aux anticlinaux, dans ce cas, le même raisonnement qu'aux synclinaux dans le cas précédent, et les véritables entités tectoniques seront les synclinaux. Enfin, dans d'autres cas, les ondulations ont pu être primitivement alternativement positives et négatives, et les deux catégories présentent alors une égale valeur.

Dans le cas des régions très plissées et où les plis sont parallèles, les anticlinaux et les synclinaux se suivent d'ordinaire immédiatement et il est impossible de pouvoir dire, à ce stade de l'évolution des plis, si ce sont les anticlinaux ou les synclinaux qui constituent les unités tectoniques ; mais, si l'on peut suivre les plis jusqu'à leur naissance, il sera possible, d'après les caractères précédents, de déterminer si les ondulations primitives étaient positives ou négatives ou bien si les deux catégories se sont produites simultanément et accentuées progressivement.

En outre, on conçoit facilement que des dômes se soient produits *isolément* au milieu d'une région non plissée, en se raccordant de tous côtés avec celle-ci sans la formation de synclinaux qui en fassent le tour. Le phénomène inverse, c'est-à-dire la production de cuvettes synclinales ou, d'une façon plus générale, d'*aires synclinales* ayant une existence propre et se raccordant de toutes parts avec une surface non plissée sans être entourées par un anticlinal, est tout aussi admissible, sinon plus ; il a pu se produire, non seulement par des poussées tangentielles, mais par d'autres causes encore. Avant d'admettre que tous les plissements résultent de pressions tangentielles, il faut faire intervenir la cause même de ces compressions latérales, c'est-à-dire une diminution de volume du globe terrestre. Or la croûte terrestre est partout hétérogène et les épaisseurs mêmes des sédiments contemporains varient d'un point à l'autre ; on comprend par suite facilement que les régions où les couches les plus résistantes présen-

taient un minimum d'épaisseur se soient affaissées par rapport aux points environnants. Un semblable résultat a pu se produire aussi, sous l'action de la pesanteur, pour les points où, à un moment donné, les sédiments présentaient un maximum d'épaisseur ; cette raison peut servir à expliquer, concurremment avec la continuité des poussées tangentielles, l'approfondissement graduel des géosynclinaux, le maximum de sédimentation ayant lieu d'ordinaire en leur centre. Le même fait peut encore résulter de la dissolution de certaines roches situées en profondeur, amenant la formation d'une région synclinale pour les couches superficielles, par tassement de ces couches sous l'action de la pesanteur.

Ces diverses causes peuvent amener à un même résultat pour les couches superficielles, plongeant de toutes parts vers l'intérieur de l'aire affaissée, et d'ordinaire il ne sera pas facile ni même possible d'en déterminer la raison immédiate ; le seul but de cette digression était d'ailleurs de montrer *la possibilité d'aires synclinales indépendantes de tout anticlinal*, contrairement à la théorie émise par M. Zürcher. On connaît d'ailleurs actuellement de nombreux exemples d'aires effondrées, limitées à leur périphérie par des failles concentriques ; il est tout aussi admissible qu'il existe des aires affaissées sans rupture à leur périphérie, ayant pris une disposition synclinale et se raccordant de toutes parts avec une surface non plissée.

Comme exemple de l'individualité des synclinaux dans certains cas, il me suffira de citer le grand synclinal de Puget-Théniers, qui naît à chacune de ses extrémités par un brusque plongement des couches et dont les deux bords, principalement le bord septentrional, sont très hétérogènes au point de vue tectonique ; nous avons vu en effet qu'il est bordé d'abord par un anticlinal le séparant de la cuvette synclinale d'Agnere (qui est elle-même un exemple plus simple du même fait), puis par le dôme de la Cime de Barrot et les plis de sa bordure orientale, venant se perdre à angle droit dans le bord du synclinal en question, et enfin par l'aire anticlinale du Mercantour avec l'éperon qui la prolonge vers le sud. De même son bord méridional, relativement simple jusqu'au voisinage de Villars, cesse ensuite de l'être, puisqu'on y voit naître des plis qui se propagent suivant des directions très différentes de celle du synclinal. Or malgré l'extrême complexité de ses deux bords, dans lesquels on chercherait vainement deux anticlinaux se prolongeant d'un bout à l'autre du synclinal et auxquels, dans la théorie de M. Zürcher, on devrait attribuer sa production, celui-ci se poursuit au contraire avec une extrême régularité et sans se ressentir en rien de l'hétérogénéité de ses bords. Partant de cette raison et aussi de la façon dont il se termine à ses deux extrémités, il est impossible de ne pas admettre que *le synclinal de Puget-Théniers constitue une entité tectonique* et n'est nullement formé par les flancs adjacents de deux anticlinaux.

Il en est exactement de même pour la cuvette synclinale d'Agnere, pour celle de Sanguinière et aussi pour la grande cuvette de St-Antonin, située au sud de la partie occidentale du synclinal de Puget-Théniers, et qui est successivement bordée par deux anticlinaux venant se relayer dans ce rôle et passant l'un au

sud de l'autre, en sorte qu'il n'existe pas d'anticlinal continu la bordant au sud.

Par contre, l'anticlinal important qui sépare les aires synclinales du Var moyen et de l'Estéron, et localement le synclinal de Puget-Théniers de la cuvette de St-Antonin, présente une individualité tout aussi grande que ces deux accidents synclinaux et ne saurait non plus être considéré comme produit par leur existence. D'ailleurs, d'une façon générale, tous les accidents discontinus, dômes et cuvettes synclinales, qui caractérisent les régions de l'Estéron et de la Bevera, ont leur individualité propre ; ceux de ces accidents qui sont anticlinaux ne résultent pas de l'existence de deux synclinaux qui les bordent, ni inversement.

Au contraire, dans les faisceaux de plis parallèles qui se suivent d'une façon régulière et continue et où les anticlinaux sont régulièrement séparés par des synclinaux continus, comme par exemple les plis de la bordure du massif cristallin dans la haute vallée de la Tinée et au nord de l'aire de la Bevera, ou les plis concentriques de la bordure du dôme de la Cime de Barrot, ou encore le faisceau des plis empilés de la Vésubie inférieure, j'admettrais volontiers l'individualité des anticlinaux de préférence aux synclinaux, bien qu'il ne me paraisse pas toujours démontré qu'anticlinaux et synclinaux n'ont pas commencé à se former en même temps. La façon dont se terminent les plis de la bordure du massif cristallin au voisinage de Rimplas et de Valdeblore, par atténuation brusque des anticlinaux et confluence des synclinaux qui les séparent, semble bien indiquer qu'en ce point ce sont les anticlinaux qui sont les accidents primitifs et qui ont produit les synclinaux.

Je reconnais d'ailleurs que cette question est de peu d'importance à côté de l'étude du résultat actuel, et je ne m'y suis attardé si longuement qu'à cause de la théorie émise par M. Zürcher. Il faut d'ailleurs remarquer, ainsi que l'a fait M. Munier-Chalmas, que les anticlinaux peuvent résulter d'une inégalité de vitesse dans un mouvement général de descente (*mouvement négatif*), et qu'inversement les synclinaux peuvent être produits par une diminution locale de vitesse dans un mouvement général d'ascension (*mouvement positif*), sans qu'on puisse, dans la majorité des cas, avoir de criterium certain pour le reconnaître.

c). **Dômes et cuvettes synclinales.**

Bien que théoriquement tous les plis, anticlinaux et synclinaux, aient une longueur limitée et ne se prolongent pas indéfiniment, il y a lieu pratiquement de distinguer les accidents presque circulaires ou elliptiques, dont la longueur n'est pas très grande par rapport à leur largeur.

Pour des dômes analogues à celui de la Cime de Barrot ou des cuvettes synclinales semblables à celle de Sanguinière, où les coupes faites dans diverses directions rayonnantes sont presque les mêmes, il ne saurait y avoir aucun doute ; mais il est bien certain que cette division est empirique quand il s'agit d'accidents elliptiques assez allongés et qu'à la limite il pourra y avoir indécision. Le caractère pratique qui m'a servi à distinguer ces accidents est l'exis-

tence, à leurs deux extrémités, d'un plongement rapide des couches suivant l'axe même du pli, et le fait que l'altitude à laquelle se rencontre une même couche dans l'axe du pli croît graduellement depuis les deux extrémités jusqu'en un point central, s'il s'agit d'un dôme (ou décroît, s'il s'agit d'une cuvette synclinale), sans se maintenir à peu près uniforme sur une longueur importante. Il est bien évident que, si le dôme est couché en son milieu, il faut, pour l'appréciation de ce dernier caractère, rétablir par la pensée le pli dans une situation symétrique.

Je rappellerai aussi que, si les dômes ne semblent pas provenir en général d'une autre cause que de pressions tangentielles (à moins d'admettre un affaissement général tout autour de leur emplacement, ce qui est assez peu vraisemblable ou du moins ne doit se rencontrer qu'exceptionnellement), les cuvettes synclinales ont pu, au contraire, résulter assez fréquemment d'affaissements locaux, par suite des circonstances que j'ai indiquées plus haut.

M. Munier-Chalmas a démontré, pour le dôme du Bray en particulier, que ces accidents ont pu jouer très longtemps, s'élever ou s'abaisser, être arasés après leurs diverses surélévations par les courants existant dans les mers continentales au milieu desquelles ils ont surgi ; sur leur emplacement a pu se reformer de la sorte un synclinal, puis le dôme a pu se reproduire de nouveau au même point et les mêmes phénomènes se répéter plusieurs fois.

Dômes isolés et à contour presque circulaire. — Il paraît très vraisemblable que les dômes analogues à celui de la Cime de Barrot, c'est-à-dire *isolés* et à peu près *isoclinaux*, doivent résulter de pressions tangentielles à peu près *égales dans tous les sens*.

Il est remarquable que ces accidents se sont formés souvent sur l'emplacement d'anciens géo-synclinaux, et j'en ai trouvé une nouvelle confirmation pour le dôme de la Cime de Barrot, où les schistes rouges permiens présentent une puissance colossale, bien supérieure à celle que j'ai pu observer partout ailleurs. J'ai pu montrer aussi que le Jurassique supérieur présente une différence de faciès indiquant une surélévation du dôme, sur lequel ont pu s'établir les Polypiers et les Gastropodes, tandis que le Néocomien ne montre aucun phénomène analogue.

On sait aussi actuellement que, si les pressions tangentielles dirigées dans tous les sens atteignent une certaine intensité, la partie surélevée du dôme, située *au-dessus du plan de compression*, peut être plus ou moins étranglée et qu'il se produit de la sorte *un déversement périphérique*, dont il a été signalé des exemples par MM. Fournier, Haug, Lugeon, Répelin, etc. ; pour le dôme de la Cime de Barrot, il s'est seulement produit une *ceinture de plis concentriques* déversés vers l'extérieur du dôme, et ceci sans qu'il soit nécessaire ni même possible d'admettre, comme le veut la théorie de M. Zürcher, l'existence d'une série d'anticlinaux appartenant à des faisceaux différents et qui se seraient raccordés successivement.

On conçoit, de même, qu'une cuvette synclinale ait pu, si les pressions tangentielles étaient tout à fait superficielles, être débordée, sur une partie ou sur la

totalité de son pourtour, par les terrains environnants renversés vers l'intérieur de la cuvette : c'est ce qui existe à l'extrémité de la cuvette de la Cime du Clot de Raut, ainsi que nous l'avons vu plus haut. On comprendrait assez facilement aussi, si les pressions tangentielles étaient plus profondes, qu'il se soit produit un étranglement en profondeur qui ait fait au contraire déborder la cuvette synclinale sur les plis avoisinants.

Une autre complication des dômes et des cuvettes synclinales est la possibilité d'une *inversion de courbure* transformant partiellement ou complètement un dôme en cuvette ou inversement. Un exemple très net de ce phénomène est fourni par le dôme situé au N.O. d'Amirat, dans la cuvette de Saint-Antonin ; celle-ci était déjà ébauchée avant le dépôt du Nummulitique, tandis que ce petit dôme s'est produit probablement au moment où s'est approfondie la cuvette, et en tous cas après le dépôt du Nummulitique.

En outre de ces complications des dômes précédents, on constate qu'ils ont joué le rôle de massifs résistants vis-à-vis des plis produits dans leur voisinage postérieurement à leur formation et orienté ceux-ci ; nous avons vu un exemple très net de ce fait dans la déviation des cuvettes synclinales de Castellet-les-Sausses et d'Agnere et dans la formation de l'anticlinal d'Enriez.

Dômes alignés et allongés. — A côté de ces dômes isolés, souvent produits par inversion de courbure dans une aire synclinale et complètement indépendants des plis avoisinants, sur lesquels ils ont pu au contraire exercer une action directrice, il existe une autre catégorie de dômes, *jalonnant des directions anticlinales* appartenant à un faisceau général. Tels sont les dômes de la région de l'Estéron, souvent disposés en chapelets, qui font partie d'un faisceau de plis sur la direction desquels le grand dôme de la Cime de Barrot a exercé l'action perturbatrice que j'ai décrite dans le cours de ce travail. Certains de ces dômes, comme celui de la Cime de la Gacia et de la Tête de Carbonnière, bien qu'isolés, appartiennent nettement au même faisceau que ceux disposés en chapelet suivant un même axe anticlinal et constituent à eux seuls un anticlinal équivalent.

J'ai analysé assez longuement ces dômes, qui produisent des surélévations locales des axes des anticlinaux, soit par suite de différences dans l'homogénéité ou dans la résistance au plissement des couches qui entrent dans la constitution de l'anticlinal, soit par suite d'accidents secondaires et locaux.

J'ai montré aussi des exemples de déversement de ces dômes en leur milieu (Cime de la Gacia, Tête de Carbonnière, Rocca Seira, Cime de la Graia, etc.), et même d'un chevauchement par étirement du flanc renversé ; mais nous avons vu que le chevauchement y est peu important et n'atteint nulle part l'ampleur que présentent les plis de grande longueur, comme ceux de la bordure du massif cristallin aux environs du Mont Mounier, qui se sont, pour ainsi dire, déroulés graduellement sans se rompre tant qu'a duré la poussée.

En raison même du caractère des dômes, le déversement en masse y est court; le phénomène de plissement y est très discontinu, cessant brusquement pour reparaître un peu plus loin ou un peu à côté, sans présenter la netteté de dis-

position que montrent les régions parcourues par des plis linéaires, couchés ou non, qui se suivent sur de longues distances.

Les pressions qui ont donné naissance aux dômes en chapelet ou appartenant à un faisceau de plis parallèles étant principalement des pressions bilatérales, on pourra encore observer un étranglement en profondeur, mais avec *déversement surtout marqué dans deux directions, de part et d'autre de l'axe anticlinal qui jalonne ces dômes.* C'est ce qui se passe sur les deux flancs du Mont Gourdan, où il existe un double déversement vers le nord et vers le sud; l'acccident du Col de Brouis est analogue, ainsi que celui du Mont Brech. Ces dômes prennent donc de préférence *une disposition en éventail*, au lieu du déversement périphérique des dômes semblables à celui de la Cime de Barrot, produit par des pressions dirigées dans tous les sens.

Cuvettes synclinales. — De même, à côté de *cuvettes synclinales isolées* et sans relation apparente avec la direction générale des plis, comme celle de Sanguinière, il en existe d'autres *allongées* suivant l'axe de synclinaux appartenant à un faisceau général, disposées en chapelet ou bien formant à elles seules l'un de ces synclinaux; ces cuvettes sont tout à fait analogues aux dômes de la seconde catégorie que je viens de décrire, tandis que la cuvette de Sanguinière correspond aux dômes de la première espèce.

Au second groupe appartiennent les diverses cuvettes que présente le synclinal de Puget-Théniers, ainsi que celle d'Agnere et que les diverses cuvettes synclinales des aires de l'Estéron et de la Bevera. Elles résultent d'enfoncements locaux des axes des synclinaux qu'elles jalonnent, de même que les dômes de la seconde catégorie correspondent à des surélévations des axes des anticlinaux, et on ne peut pas plus considérer ces cuvettes que ces dômes comme résultant du croisement de plis transversaux; ces accidents n'intéressent que *la partie axiale des plis* sans se faire sentir à quelque distance de part et d'autre, et en tous cas sans se correspondre d'un anticlinal au synclinal adjacent. De même aussi que pour les dômes, on pourra avoir *un chevauchement bilatéral*, mais se produisant vers l'intérieur de la cuvette, tandis qu'il avait lieu vers l'extérieur du dôme, c'est-à-dire *toujours vers les parties déprimées.*

Qu'on admette ou non les considérations théoriques que je viens d'exposer, il n'en résulte pas moins une conséquence pratique sur laquelle je tiens à insister: c'est *la nécessité d'indiquer en général, sur les cartes tectoniques, à la fois les accidents anticlinaux et synclinaux.* Si dans les régions où les plis sont sensiblement parallèles et se suivent régulièrement, alternativement anticlinaux et synclinaux, il peut suffire à la rigueur d'indiquer l'un des deux systèmes seulement, il n'en est plus de même pour des régions analogues à celle que j'ai étudiée. La description précédente montre en effet que l'indication des accidents anticlinaux ne suffirait nullement à déterminer l'allure des synclinaux, ni même leurs emplacements ; inversement, l'indication des synclinaux ne permettrait pas de se faire une idée, même approximative, des accidents anticlinaux.

d). Relations de la région étudiée avec les régions avoisinantes.

J'ai indiqué précédemment le raccord des plis, le long de la limite occidentale de la région que j'ai étudiée, avec ceux des environs de Digne et de Castellane et je n'y reviendrai pas.

La déviation des plis de l'aire du Var moyen au voisinage du confluent de la Vésubie et du Var était déjà indiquée sur les cartes antérieures et particulièrement dans le *Schéma des lignes de dislocation de la zone plissée alpino-rhodanienne*, donné par M. Kilian dans sa thèse[1] ; cette déviation des plis, dirigés d'abord O.-E., puis N.-S., a été attribuée depuis longtemps déjà à la fin de l'action du massif des Maures et de l'Estérel, qui a produit une déviation des plis parallèlement à sa bordure septentrionale, et au-delà duquel ils reprennent une direction conforme à la direction générale des plis alpins.

Quant à l'allure des plis dans la région située à l'est de la Vésubie et de la chaîne du Mont Férion, c'est-à-dire dans la région de la Bevera, qui viennent du N. E., puis deviennent N.-S. et même N.O.-S.E., l'explication qui en a été donnée par M. Kilian ne me paraît pas satisfaisante. Dans la carte citée plus haut, il indique, d'après les documents que l'on possédait à cette époque sur la région, que ces plis sont la continuation de ceux du faisceau du cours inférieur de la Vésubie, ayant subi une torsion complète qui les ramènerait parallèlement à eux-mêmes D'après ce schéma, les plis qui contournent l'extrémité sud-est du massif cristallin seraient les mêmes que ceux qui viennent des environs de Digne, mais ayant localement formé une boucle N.-S. ; la conclusion à laquelle je suis arrivé est tout à fait différente.

Ces plis, au lieu d'appartenir à une zone plus externe que le massif cristallin du Mercantour, sont au contraire *plus internes* et représentent la continuation de ceux qui longent le bord nord-est de ce massif[2]. A partir du moment où cesse ce massif vers le S. E., ils contournent son extrémité et s'avancent brusquement plus loin vers l'extérieur de la chaîne alpine ; ils viennent immédiatement en contact avec ceux de la bordure externe du massif du Mercantour, en prenant comme eux une direction N.-S., qui leur est imposée par l'éperon qui prolonge ce massif vers le sud. D'autre part, ils présentent exactement le même déversement *vers l'extérieur* de la chaîne alpine, qui n'est interrompu que localement le long du bord interne du massif en éventail du Mercantour ; cette identité du sens du déversement ne se comprendrait pas avec la disposition indiquée par M. Kilian.

Au contraire, la disposition à laquelle je conclus devient une vérification de plus du fait, indiqué par M. Marcel Bertrand, que sur ce qu'on peut appeler le versant français des Alpes, c'est-à-dire à l'ouest de l'éventail de la zone houillère,

[1] *Loc. cit.* [62], fig. 54, p. 399.
[2] Dans un récent travail [86], M. Haug a désigné cette zone sous le nom de *Zone des Aiguilles d'Arves*.

les plis sont déversés vers la France, *abstraction faite des exceptions locales qui se produisent sur le bord interne de tous les massifs en éventail que l'on rencontre dans ce versant*. Mais, d'autre part, cette disposition des plis montre aussi avec évidence que la prolongation de l'éventail de la zone houillère, considérée comme l'axe de la chaîne des Alpes occidentales, ne peut être cherchée dans le massif du Mercantour, comme l'a indiqué M. Marcel Bertrand, puisque ce massif n'interrompt que localement le sens général du déversement vers le côté français.

Le massif du Mercantour est excentrique par rapport à l'axe de la chaîne alpine et, en admettant qu'on puisse le rattacher aux massifs cristallins situés plus au nord, à travers la grande dépression de l'Embrunais, c'est probablement avec le massif du Pelvoux qu'on doit faire le raccord. L'allure des plis à l'extrémité sud-est du massif du Mercantour rappelle d'ailleurs absolument celle qui existe à son extrémité nord-ouest, où la même zone des Aiguilles d'Arves, n'étant plus comprimée entre le massif en question et la prolongation de la zone axiale du Briançonnais, s'élargit brusquement et vient chevaucher sur la large et profonde dépression de l'Embrunais, qui sépare le massif du Mercantour de celui du Pelvoux. Elle produit de la sorte les lambeaux de recouvrement de la vallée de l'Ubaye, signalés par MM. Haug et Kilian et dont j'ai pu observer, soit seul, soit en leur compagnie, les plus rapprochés de la région décrite ici. A l'extrémité sud-est du massif de Mercantour, il ne s'est pas produit un chevauchement aussi important sur la zone plus extérieure, mais la zone interne est venue toutefois encore en contact avec elle pour former une série isoclinale, qui paraît unique au premier abord, si l'on ne tient pas compte de la nature des accidents tectoniques, assez différente dans les deux zones, et surtout si l'on n'observe pas l'intercalation du massif cristallin et la brusque divergence des deux faisceaux qui en est le résultat.

Il faut d'ailleurs remarquer que la prolongation de la zone axiale du Briançonnais ne suit pas cette brusque déviation des plis externes de la zone des Aiguilles d'Arves ; elle doit se prolonger régulièrement vers l'est en passant par la Cime de Montjoye, et les coupes données par M. Zaccagna [57 et 58] sont absolument démonstratives à cet égard. On doit par suite admettre un brusque élargissement de la zone des Aiguilles d'Arves à partir du Col de Tende, accompagné de l'ouverture, au milieu de cette zone, d'une large cuvette synclinale occupée par les dépôts nummulitiques des environs de Vintimille et de San Remo ; la partie septentrionale seule de cette cuvette est actuellement observable, tout le reste étant sous les eaux de la Méditerranée actuelle. L'existence de cette cuvette est nettement démontrée par l'allure des courbes de niveau de 1500 m. et de 150 m. de la base du Nummulitique, figurées par M. Franchi [75, fig. 10].

Cette cuvette synclinale était probablement ébauchée déjà avant le dépôt du Nummulitique, comme le montre la transgression de ce terrain sur les dépôts jurassiques au voisinage de Tende tandis que plus au sud il repose sur le Crétacé supérieur, ainsi d'ailleurs que les principaux accidents analogues que j'ai indiqués dans les Alpes maritimes françaises. Elle s'est ensuite plissée ; les coupes et la carte tectonique données par M. Franchi [75] indiquent nettement que le

régime de plis N.-S. avec déversement vers l'ouest, qui existe dans la région de la Bevera, se prolonge jusqu'au-delà de Vintimille ; d'autre part, le flanc nord de cette cuvette, contigu à la zone axiale, présente des plis O.-E. déversés vers le sud, indiqués déjà dans les coupes de M. Zaccagna.

Cette disposition a été d'ailleurs indiquée d'une façon schématique par M. Haug dans sa Carte des lignes directrices de la chaîne des Alpes [86], d'après les indications que je lui avais fournies.

RÉSUMÉ GÉNÉRAL

1° *Stratigraphie.* — Par suite du plan d'exposition que j'ai adopté par chaque grande série de terrains, les résultats généraux relatifs à chacune d'elles se trouvent au début des diverses divisions du chapitre consacré à la stratigraphie ; leur répétition serait superflue et il me suffira de renvoyer aux pages suivantes :

Terrains	cristallins,	pp. 35-36
»	primaires,	pp. 39-46
»	triasiques,	pp. 49-50
»	jurassiques,	pp. 65-69
»	crétacés,	pp. 83-86
»	éogènes,	pp. 101-104
»	récents,	pp. 115-118

De l'ensemble de ces résultats, il ressort que, sauf l'émersion, générale dans toutes les Alpes françaises, qui s'est produite entre la fin du Sénonien et le dépôt des couches à *Nummulites perforata*, la région étudiée ici a été presque continuellement occupée par la mer depuis la fin du Carboniférien ou du moins le début du Permien, jusqu'à la fin de l'Eogène, où s'est produite son émersion définitive. Mais, d'autre part, j'ai pu démontrer l'existence de mouvements fréquents pendant cette longue période, mouvements locaux ou assez généraux ; ces derniers ont produit plusieurs transgressions importantes, ayant eu lieu au début du Permien, du Trias, du Jurassique supérieur, du Cénomanien et des couches à *Nummulites perforata*. L'indication résumée de ces divers mouvements se trouve aux pages 123-126.

D'autre part, l'étude des faciès du Jurassique m'a permis d'étendre les résultats qu'avait obtenus M. Haug pour les Basses-Alpes et j'ai pu aussi observer des variations de faciès assez nombreuses dans les dépôts crétacés et nummulitiques.

2° *Tectonique.* — J'ai pu montrer que la disposition des plis dans la région que j'ai étudiée et leurs rapports avec ceux des régions avoisinantes, quoique très complexes au premier abord, peuvent cependant se comprendre assez facilement d'après la disposition remarquable des plis de la bordure du massif cristallin du Mercantour ; ces derniers viennent se terminer à peu près suivant l'axe du cours moyen de la Vésubie, et non à l'extrémité orientale de l'ellipse que forme l'affleurement des terrains cristallins, comme on pouvait s'y attendre.

Partant de ce résultat assez imprévu, la disposition des plis est tout à fait comparable à ce qui a lieu en beaucoup de points des Alpes, à l'extrémité des massifs centraux.

D'autre part, j'ai indiqué le rôle important que joue le dôme à centre permien de la Cime de Barrot dans la tectonique de la région située à l'ouest du massif cristallin et, en même temps, suivi approximativement la genèse de cet accident *dans le temps ;* ce pli n'est d'ailleurs pas le seul dont j'aie pu reconstituer à peu près l'histoire, et j'ai montré, en particulier, que les plus importants des plis récents de la région avaient été ébauchés à la fin du Crétacé et se sont accentués postérieurement au dépôt de l'Eogène.

Quant à la *nature* même des plis, leur étude m'a conduit à la conclusion suivante : à côté des *plis linéaires,* qui se poursuivent sur d'assez grandes longueurs avec une importance comparable et qui sont souvent couchés, comme cela a lieu d'ordinaire dans les diverses régions alpines, on doit réserver une part considérable aux *accidents elliptiques* de faible longueur, multiples et discontinus (dômes et cuvettes synclinales). Ceux-ci se présentent tantôt comme des complications d'accidents linéaires plus généraux, tantôt au contraire comme des accidents absolument indépendants ; dans ce dernier cas, la part qu'ils ont prise à la formation de la structure actuelle est d'une grande importance.

TABLE DES MATIÈRES

Pages

INTRODUCTION 1

I. Description orographique et hydrographique de la région étudiée.

Limites de la région 3
Orographie et hydrographie 4
a) La Tinée 5
b) Cours moyen du Var et ses affluents 9
c) Cours supérieur du Var 11
d) L'Estéron 14
e) La Vésubie 15
f) Le Paillon, la Bevera et la Roya 19

II. Bibliographie 21
Liste des travaux relatifs à la région étudiée ou aux régions immédiatement avoisinantes 28

III. Stratigraphie .....
Généralités 34
a) Terrains cristallophylliens 35
b) Dépôts inférieurs à faciès houiller 39
c) Permien .. Caractères stratigraphiques 42
Rôle orographique et distribution 46
d) Trias ..... Généralités stratigraphiques 49
Série inférieure arénacée 50
Série supérieure calcaréo-magnésienne 53
Rôle orographique et distribution 59
e) Jurassique Généralités stratigraphiques 65
Descriptions locales :
Infralias 69
Lias 71
Bajocien et Bathonien 73
Jurassique supérieur 76
Rôle orographique et distribution 80

f) Crétacé...	Généralités stratigraphiques	83
	Descriptions locales:	
	Crétacé inférieur	87
	Crétacé supérieur	93
	Rôle orographique et distribution	97
g) Eogène (Nummulitique)..	Généralités stratigraphiques	101
	Principaux affleurements	104
h) Dépôts récents.....	Glaciaire	115
	Alluvions anciennes	116
	Régime des cours d'eau. Déblaiement. Alluvionnement...	116
	Cônes de déjection	117

IV. Tectonique.

Généralités 119
Plis anciens (anté-permiens) 121
Mouvements orogéniques ayant eu lieu depuis le Permien jusqu'à la fin du Crétacé 123
Mouvements post-crétacés 126
a) *Description sommaire* 129
b) *Aire anticlinale du Mercantour* 139
c) » *du Var supérieur* 159
d) *Aire synclinale du Var moyen* 175
e) » *de l'Estéron* 187
f) » *de la Bevera* 194
g) *Conclusions générales relatives à la tectonique de la région* 200

V. Résumé général 211

DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Botanique. — Organisation et développement des Basidiomycètes.
Zoologie. — Affinités et développement des Trilobites.

VU ET APPROUVÉ

Paris, le 21 avril 1896.
Le Doyen de la Faculté des Sciences,
G. DARBOUX.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER

Le Vice-Recteur de l'Académie de Paris,
GRÉARD.

Laval. — Imprimerie E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.

LÉGENDE

Dômes et aires anticlinales. (Les parties plus claires indiquent les surélévations, et la teinte des diverses aires anticlinales est d'autant plus claire que la surélévation des mêmes couches y est plus grande.)

Partie de la bordure du massif cristallin chevauchant sur l'aire suivante.

Aires synclinales.

Cuvettes synclinales et dépressions des aires synclinales.

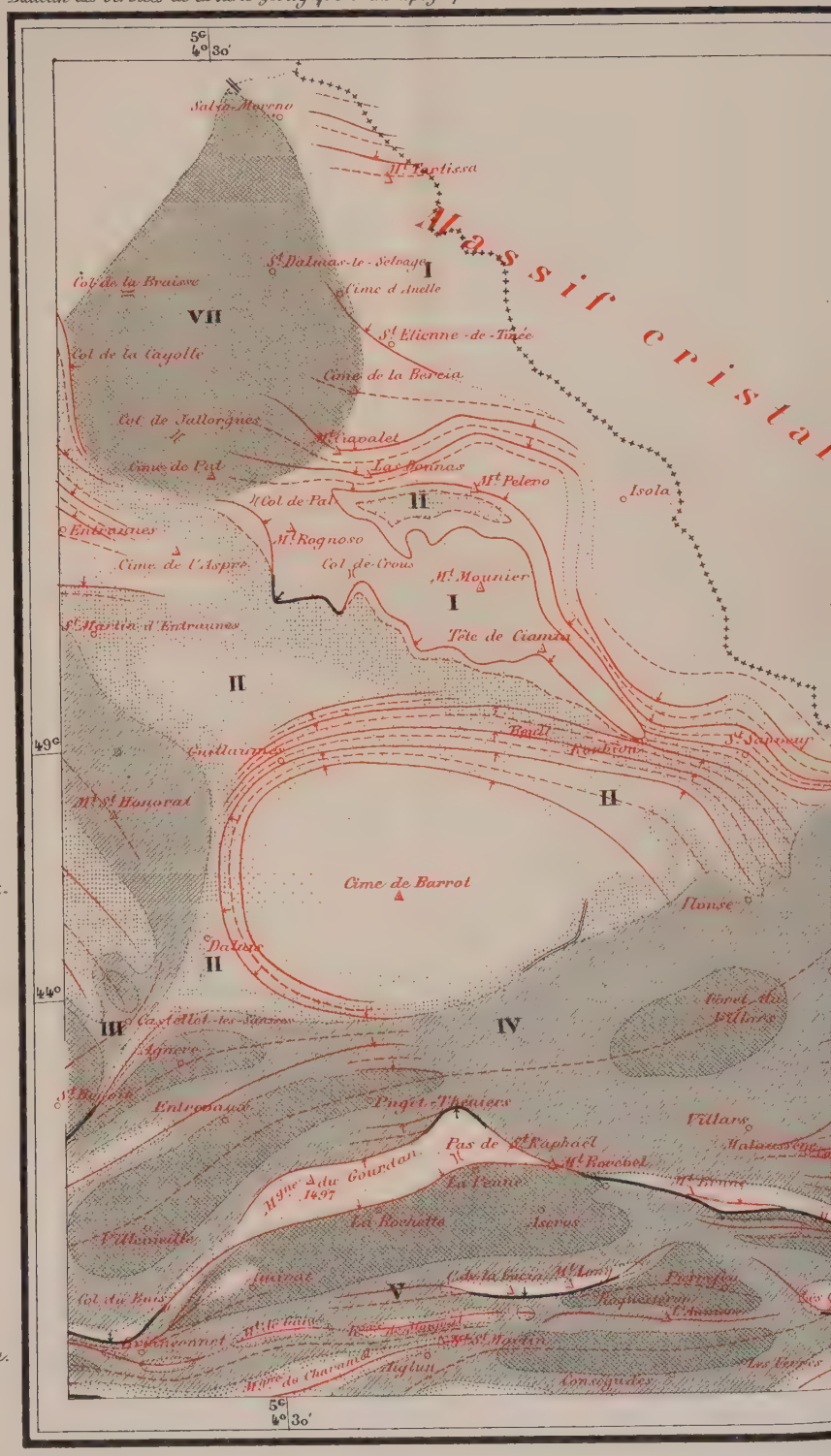
Axe anticlinal.

Axe anticlinal couché. (la flèche indique le sens du déversement.)

Axe synclinal.

Contact anormal par pli-faille. (même signification de la flèche.)

Etirement des couches sans renversement.



I
Aire anticlinale du Mercantour.
(massif cristallin et sa bordure.)

II
Aire anticlinale du Var supérieur.

III
Aire synclinale de Castellet et St Benoît.

IV
Aire synclinale du Var moyen.

V
Aire synclinale de l'Estéron.

VI
Aire synclinale de la Bevera.

VII
Cuvette synclinale de Sanguinière.

Imp. Erhard Frres

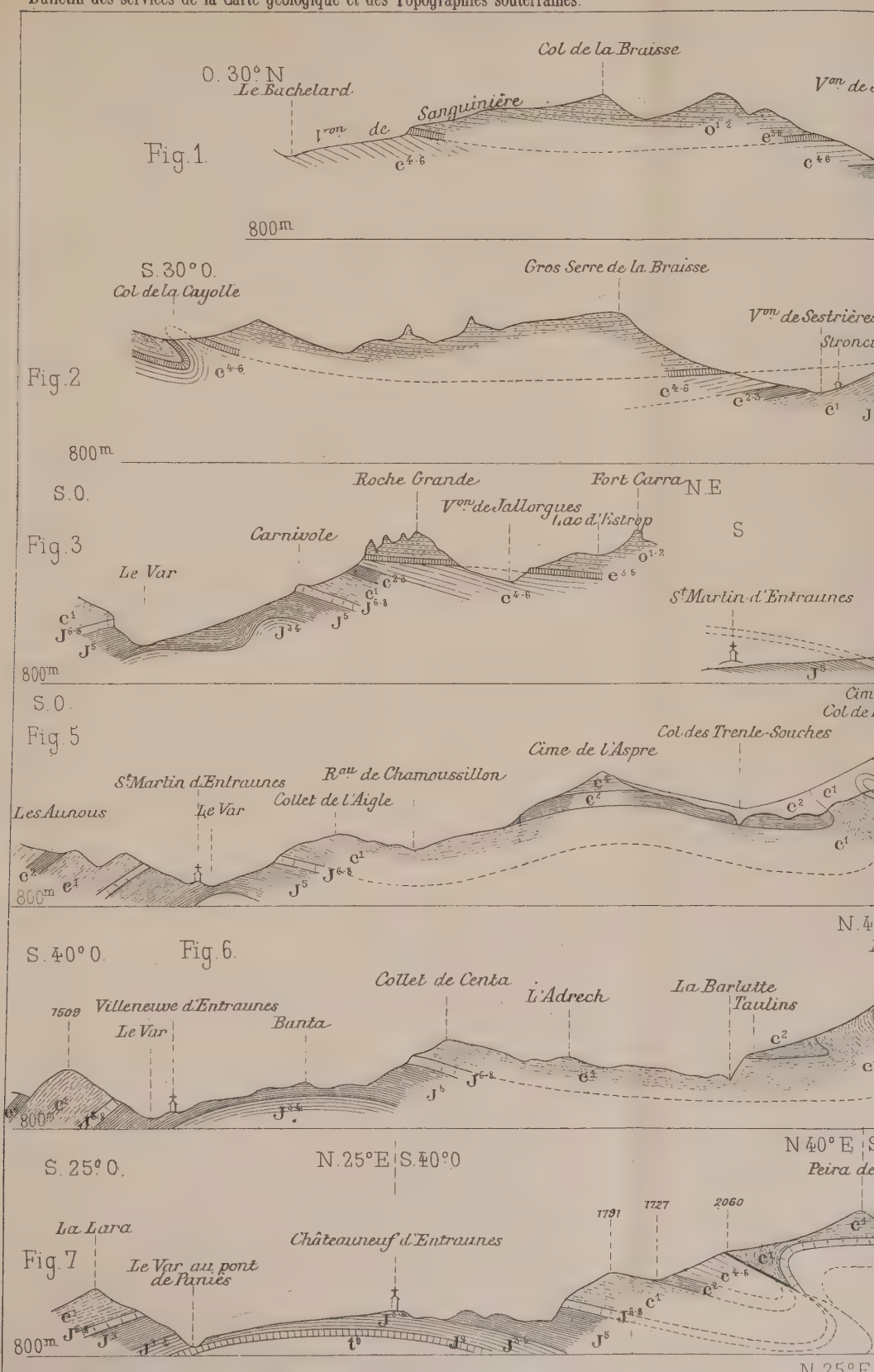
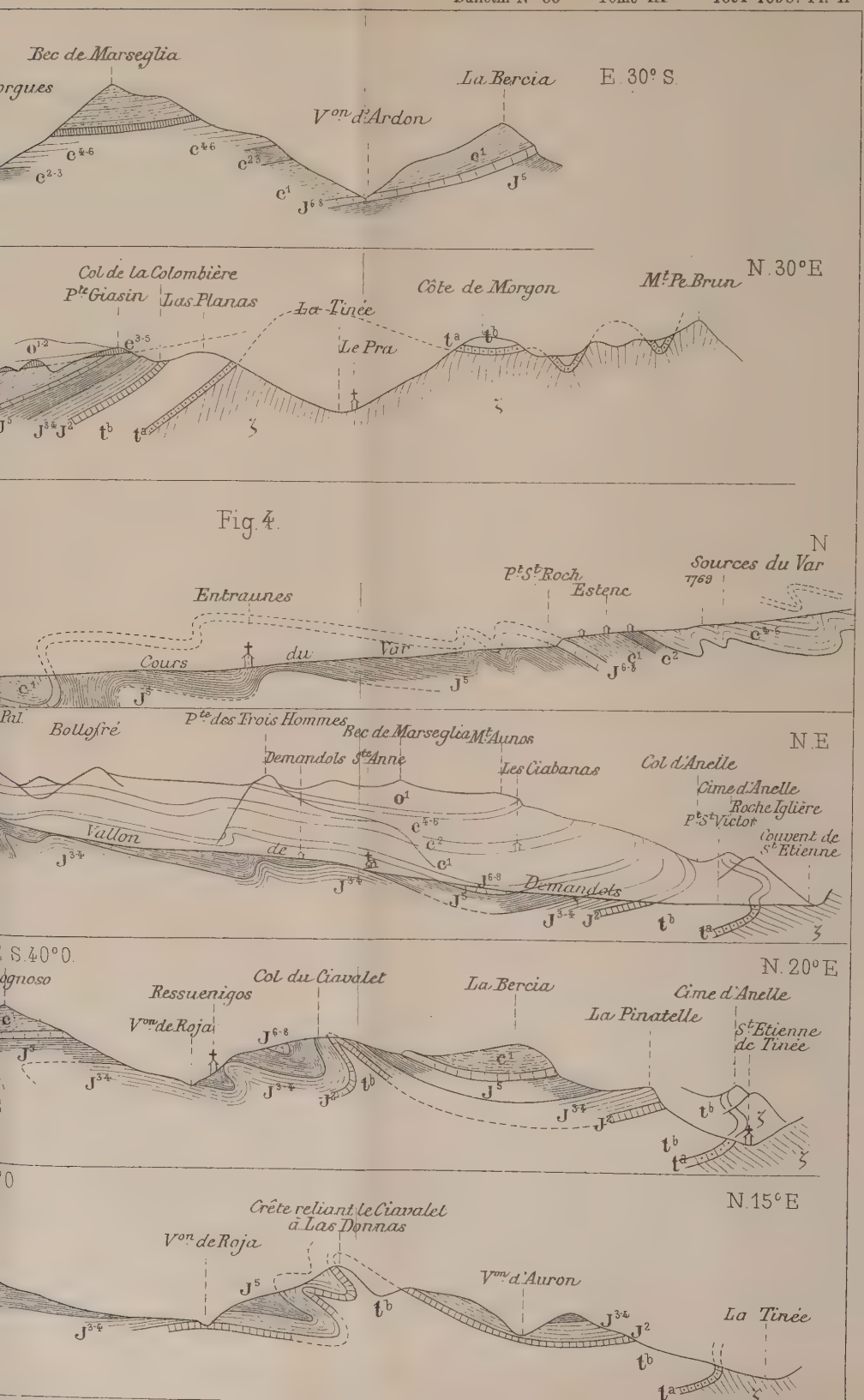
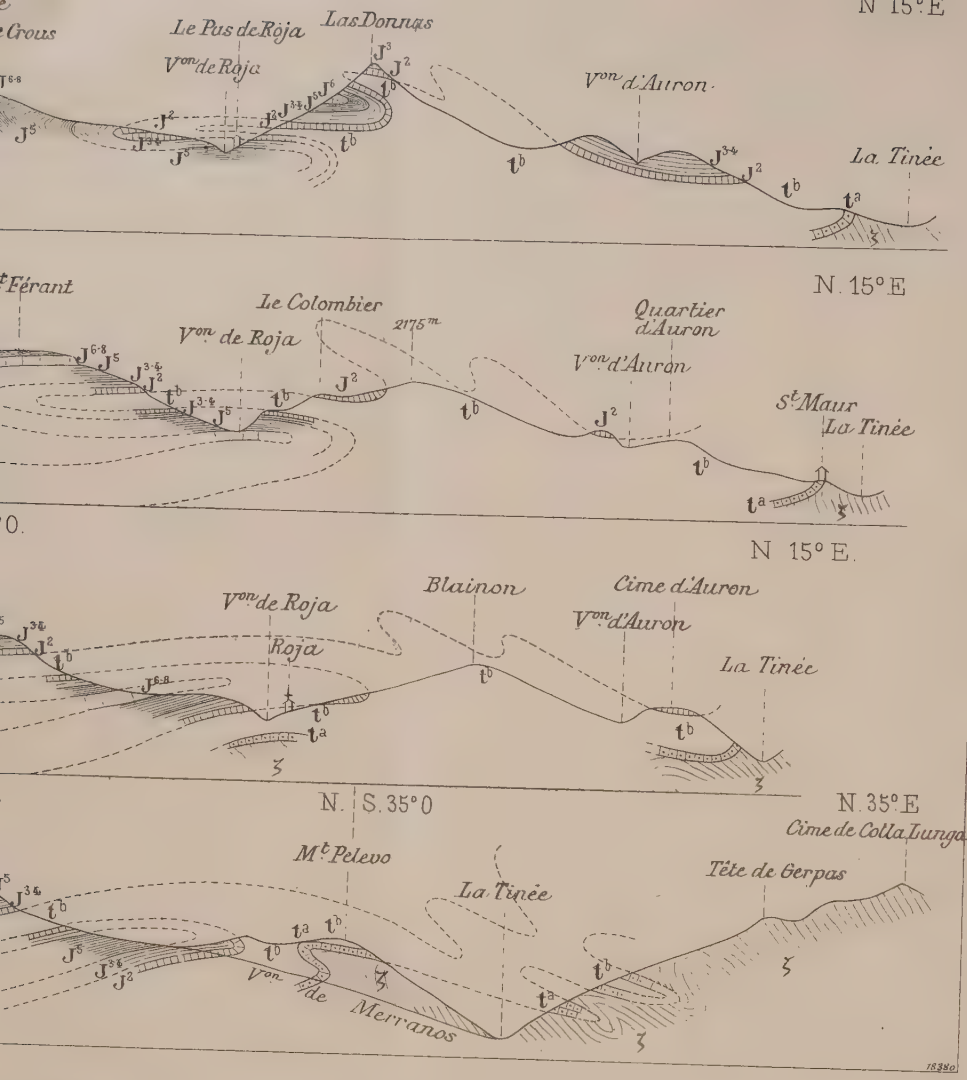


Fig. 1.
O. 30° N
Le Bachelard
Col de la Braisse
Sanguinière
800m
Fig. 2
S. 30° O.
Col de la Cayolle
Gros Serre de la Braisse
800m
Fig. 3
S. O.
Roche Grande
Fort Carra
N. E
Carnivole
Le Var
S
St Martin d'Entraunes
800m
Fig. 5
S. O.
Col des Trente-Souches
Cime de l'Aspre
St Martin d'Entraunes
Collet de l'Aigle
Les Aunous
Le Var
800m
Fig. 6.
S. 40° O.
Collet de Centa
L'Adrech
La Barlatte
Taulins
Villeneuve d'Entraunes
Le Var
Banta
1509
800m
Fig. 7
S. 25° O.
N. 25° E
S. 40° O
N 40° E
La Lara
Le Var au pont de Paniès
Châteauneuf d'Entraunes
1791
1727
2060
800m


Bec de Marseglia
La Bercia
E. 30° S.
V^on d'Ardon
N. 30° E
Col de la Colombière
P^te Giasin
Las Planas
La Tinée
Côte de Morgon
M^t Pe Brun
Le Pra
Fig. 4.
N
Sources du Var
1769
P^t St Roch
Estenc
Entraunes
Cours du Var
Bollofré
P^te des Trois Hommes
Bec de Marseglia
Mt Aunos
N. E
Demandols
Ste Anne
Les Ciabanas
Col d'Anelle
Cime d'Anelle
Roche Iglière
P^t St Victor
Couvent de St Etienne
Vallon de Demandols
S. 40° O.
N. 20° E
Ressuenigos
Col du Ciavalet
La Bercia
Cime d'Anelle
La Pinatelle
St Etienne de Tinée
V^on de Roja
N. 15° E
Crête reliant le Ciavalet à Las Donnas
V^on d'Auron
La Tinée



J^{6-8} ....Calcaires jurassiques supérieurs à l'Oxfordien
J^5 ..Marnes noires (Oxfordien et Callovien)
J^{3-4} ..Calcaires marneux (Bathonien et Bajocien)
J^2 .....Calcaires à Gryphæa arcuata

t^b .....Série triasique calcaréo-magnésienne. (Cargneules, dolomies, calcaires, gypse)
t^a ....Quartzites et grès triasiques
ζ ..Gneiss, micaschistes, amphibolites

00e

Auto-Imp. L. Courtier, 43, rue de Dunkerque, Paris.

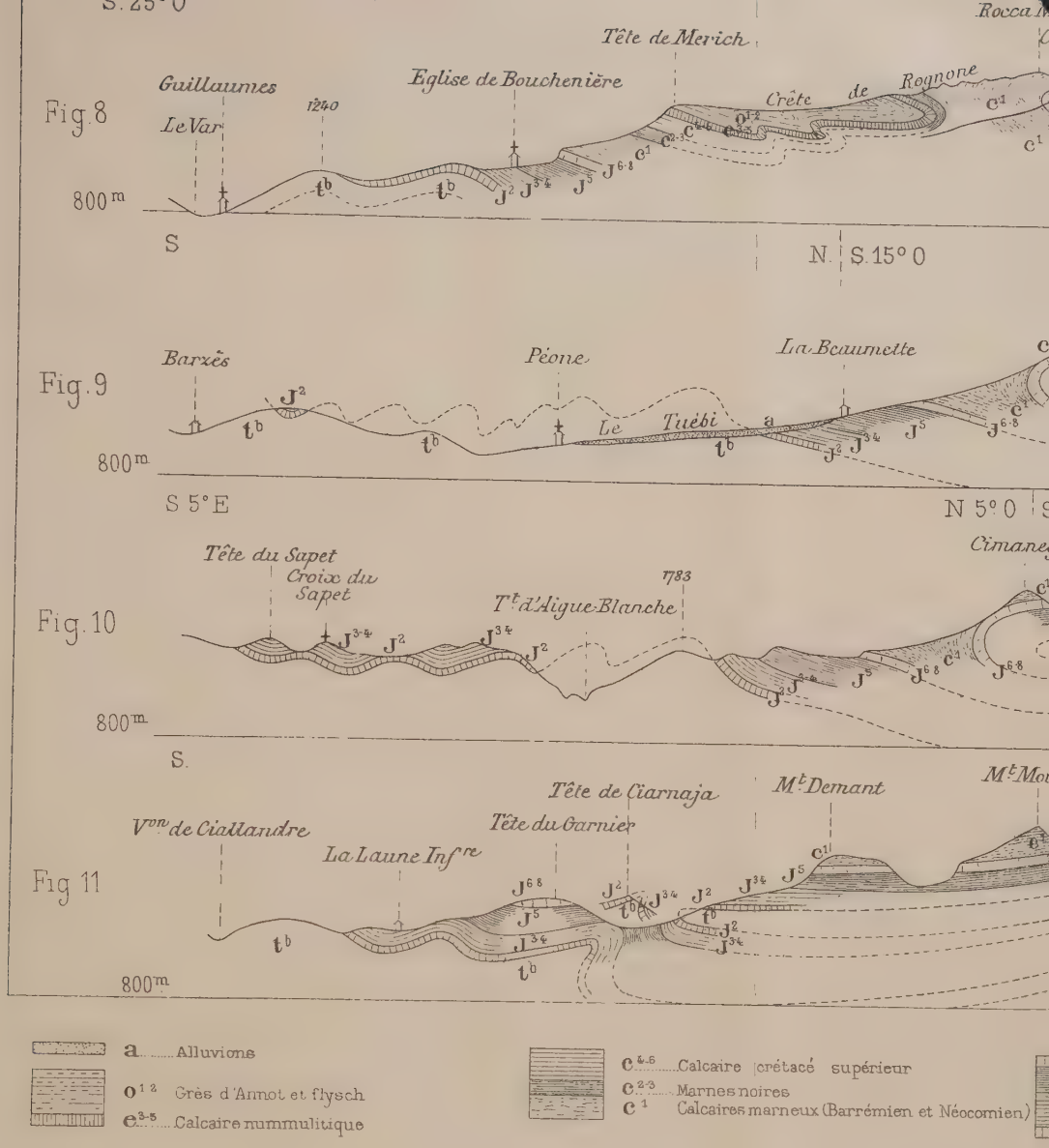
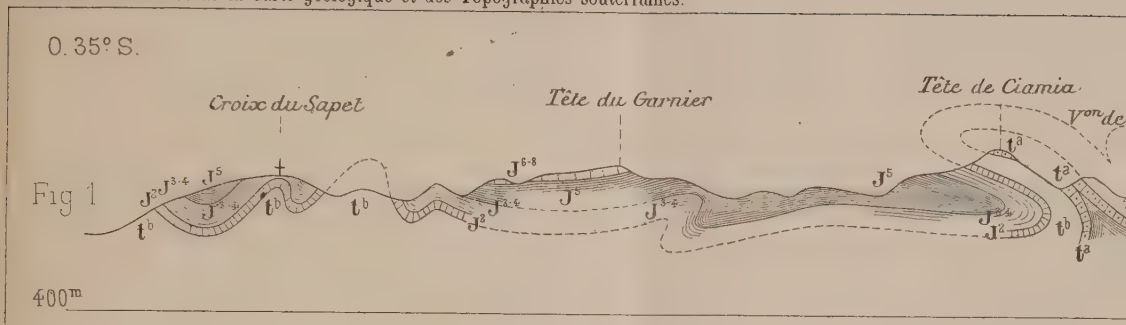
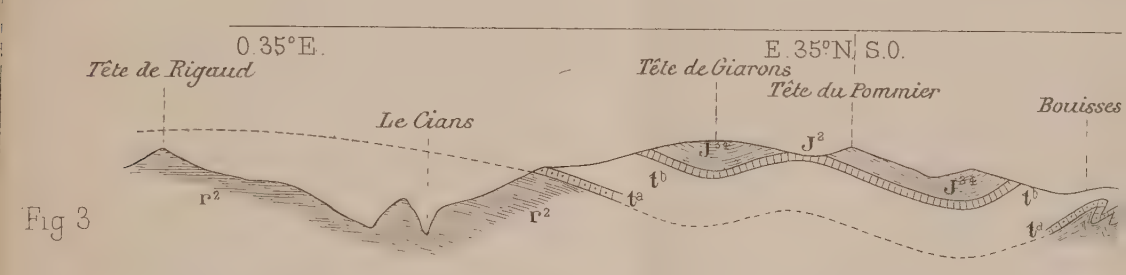


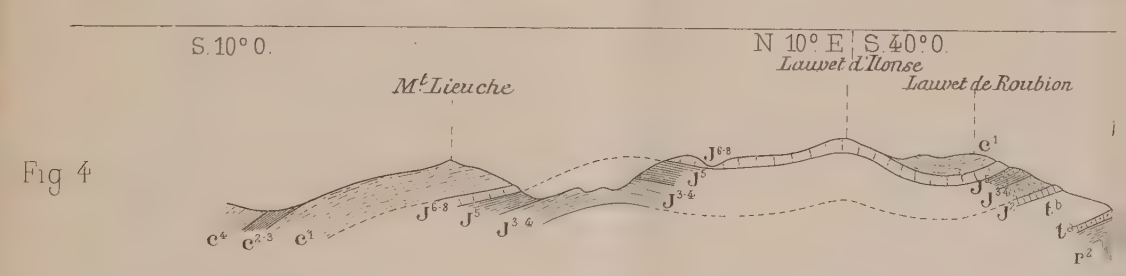
Fig. 8
Guillaumes
Le Var
1240
Eglise de Bouchenière
Tête de Merich
Crête de Rognone
800m
S
N. S.15° O
Fig. 9
Barzès
Péone
La Beaumette
Le Tuébi
800m
S 5° E
N 5° O
Fig. 10
Tête du Sapet
Croix du Sapet
1783
Tt d'Aigue-Blanche
800m
S.
Fig 11
Von de Ciallandre
La Laune Infre
Tête du Garnier
Tête de Ciarnaja
Mt Demant
800m
a ..... Alluvions
o 1 2 Grès d'Annot et flysch
e 3-5 ..... Calcaire nummulitique
c 4-6 ..... Calcaire crétacé supérieur
c 2-3 ..... Marnes noires
c 1 Calcaires marneux (Barrémien et Néocomien)

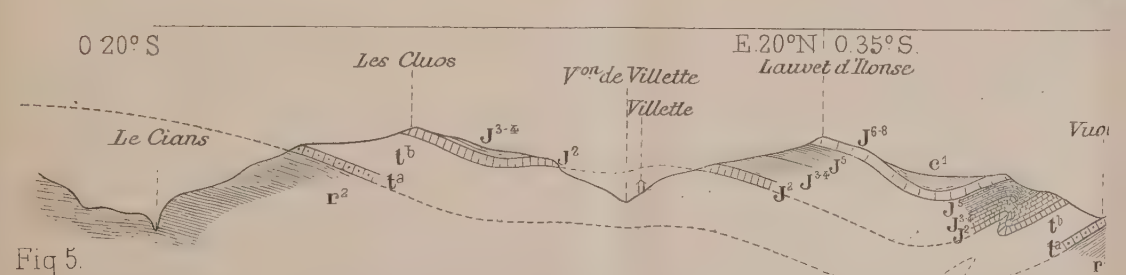
Echelle 1:8

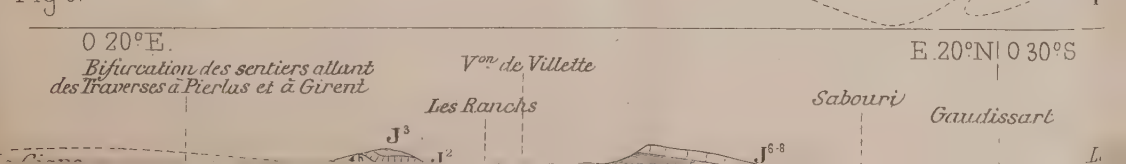

0.35° S.
Croix du Sapet
Tête du Garnier
Tête de Ciamia
Fig 1
400m

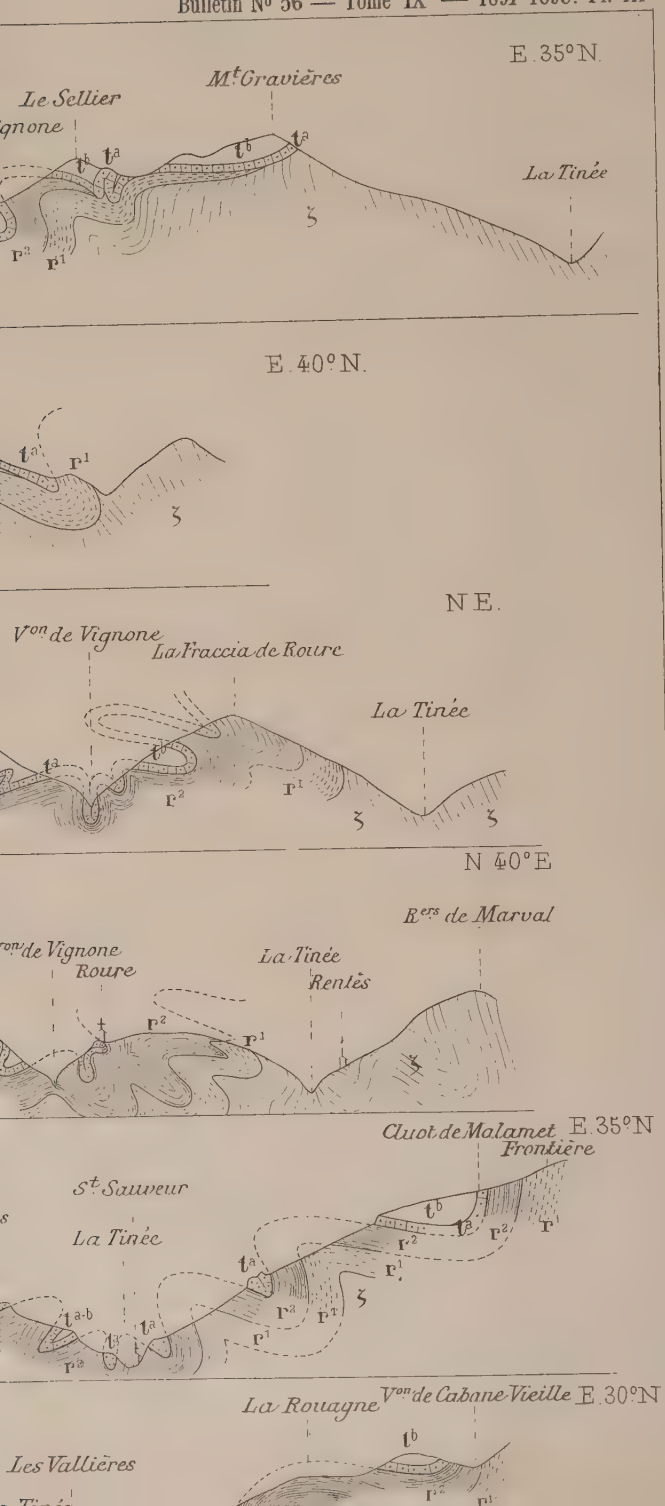
0 40° S
Von de Vignone
Le Cians à 1km en aval de Beuil
Fig. 2.

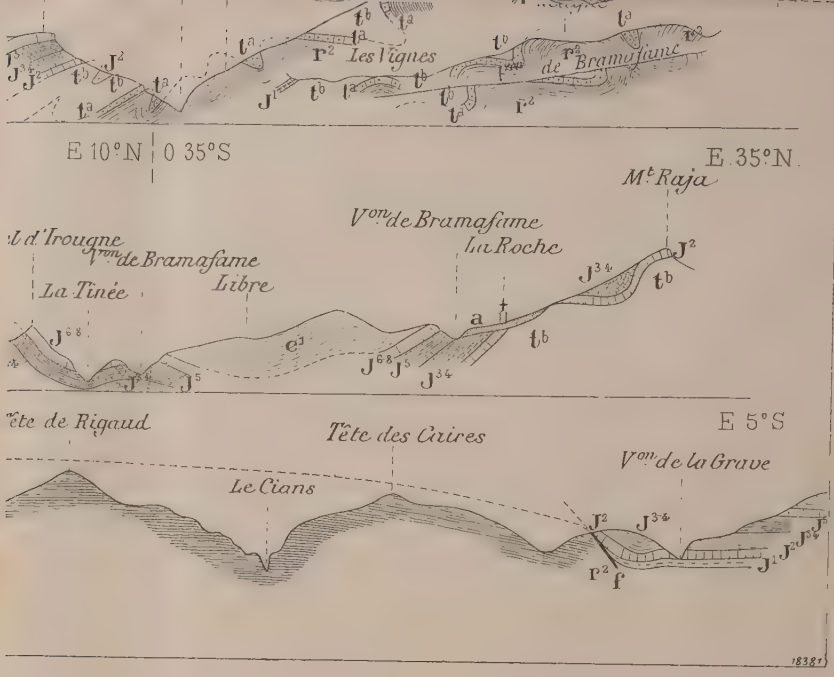

0.35° E.
E 35° N S.O.
Tête de Rigaud
Tête de Giarons
Tête du Pommier
Le Cians
Bouisses
Fig 3


S. 10° O.
N 10° E S. 40° O.
Lauvet d'Ilonse
Mt Lieuche
Lauvet de Roubion
Fig 4


0 20° S
E. 20° N 0.35° S.
Les Cluos
Von de Villette
Lauvet d'Ilonse
Villette
Le Cians
Fig 5.


0 20° E.
E. 20° N 0 30° S
Bifurcation des sentiers allant des Traverses à Pierlas et à Girent
Von de Villette
Les Ranchs
Sabouri
Gaudissart


E. 35° N.
Mt Gravières
Le Sellier
La Tinée
E. 40° N.
N E.
Von de Vignone
La Fraccia de Roure
La Tinée
N 40° E
Rers de Marval
Von de Vignone
Roure
La Tinée
Rentès
Cluot de Malamet
E. 35° N
Frontière
St Sauveur
La Tinée
La Rouagne
Von de Cabane Vieille
E. 30° N
Les Vallières



eurs à l'Oxfordien
res { Oxfordien et Callovien
Bathonien et Bajocien
a
et Hettangien ?

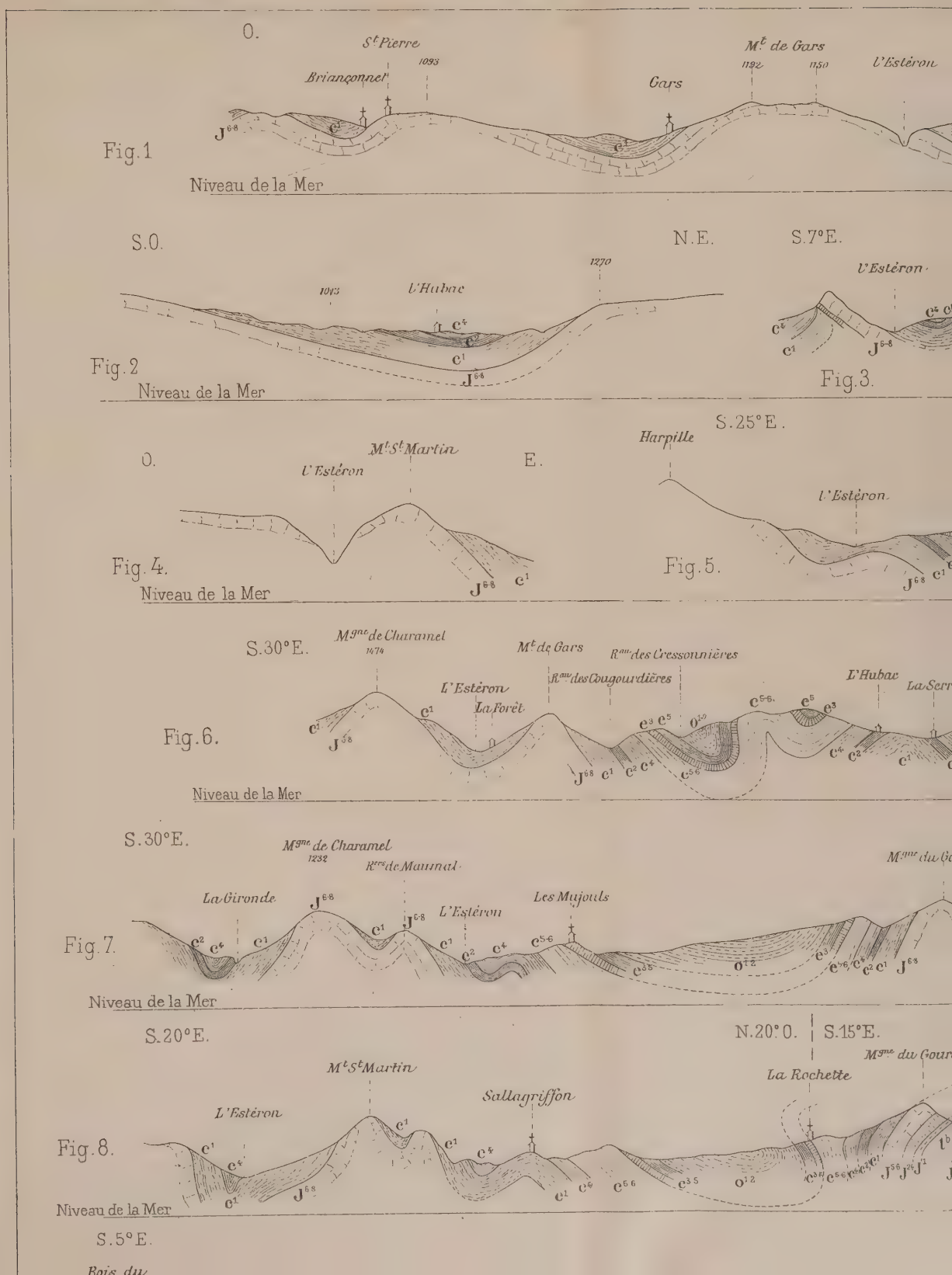
t^b Série triasique calcaréo-magnésienne (Cargneules, dolomies, calcaires, gypse)
t^a Quartzites et grès triasiques
r^2 Schistes rouges permiens
r^1 Grès feldspathiques permiens
ζ Gneiss et micaschistes

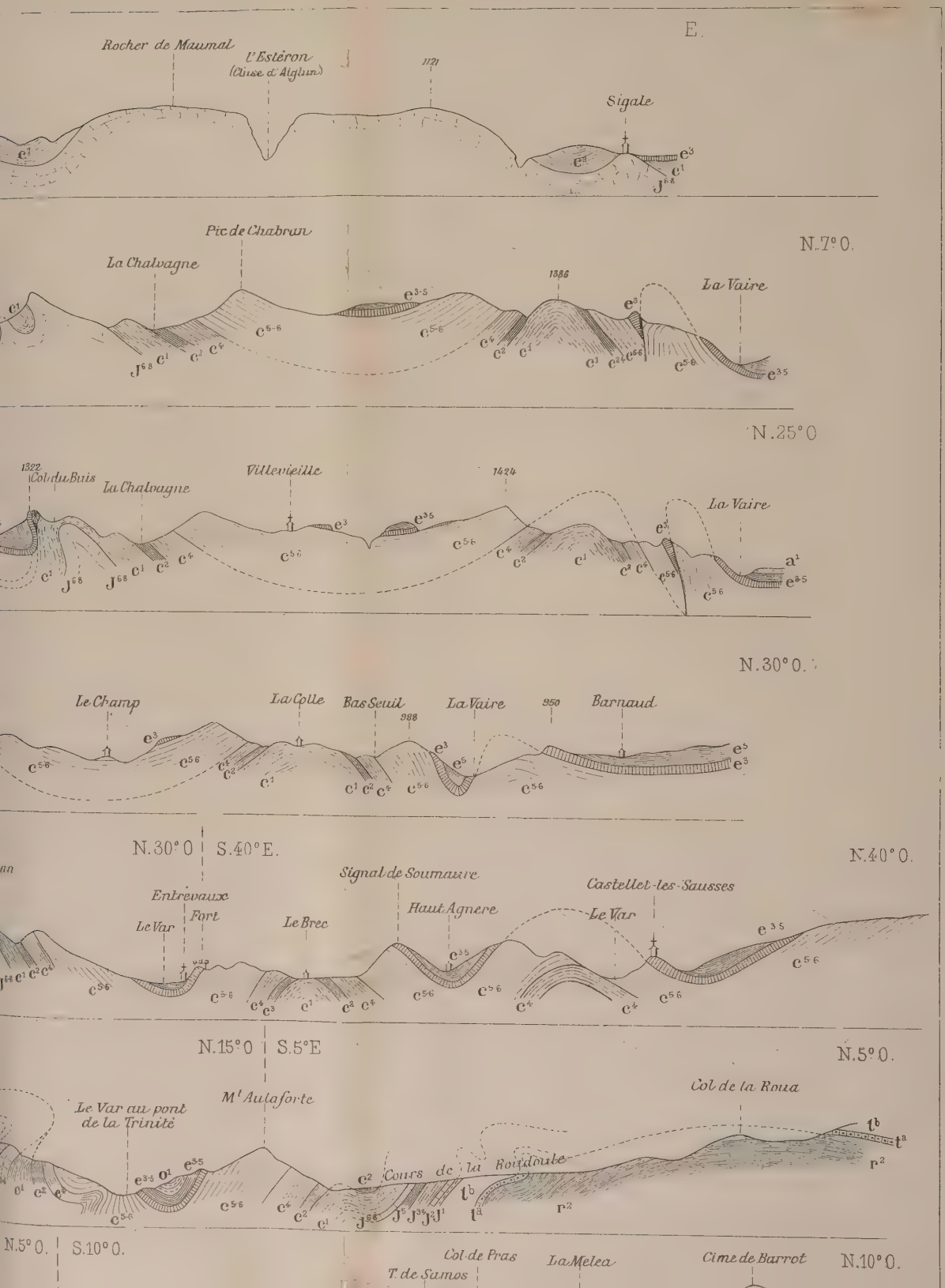
100e

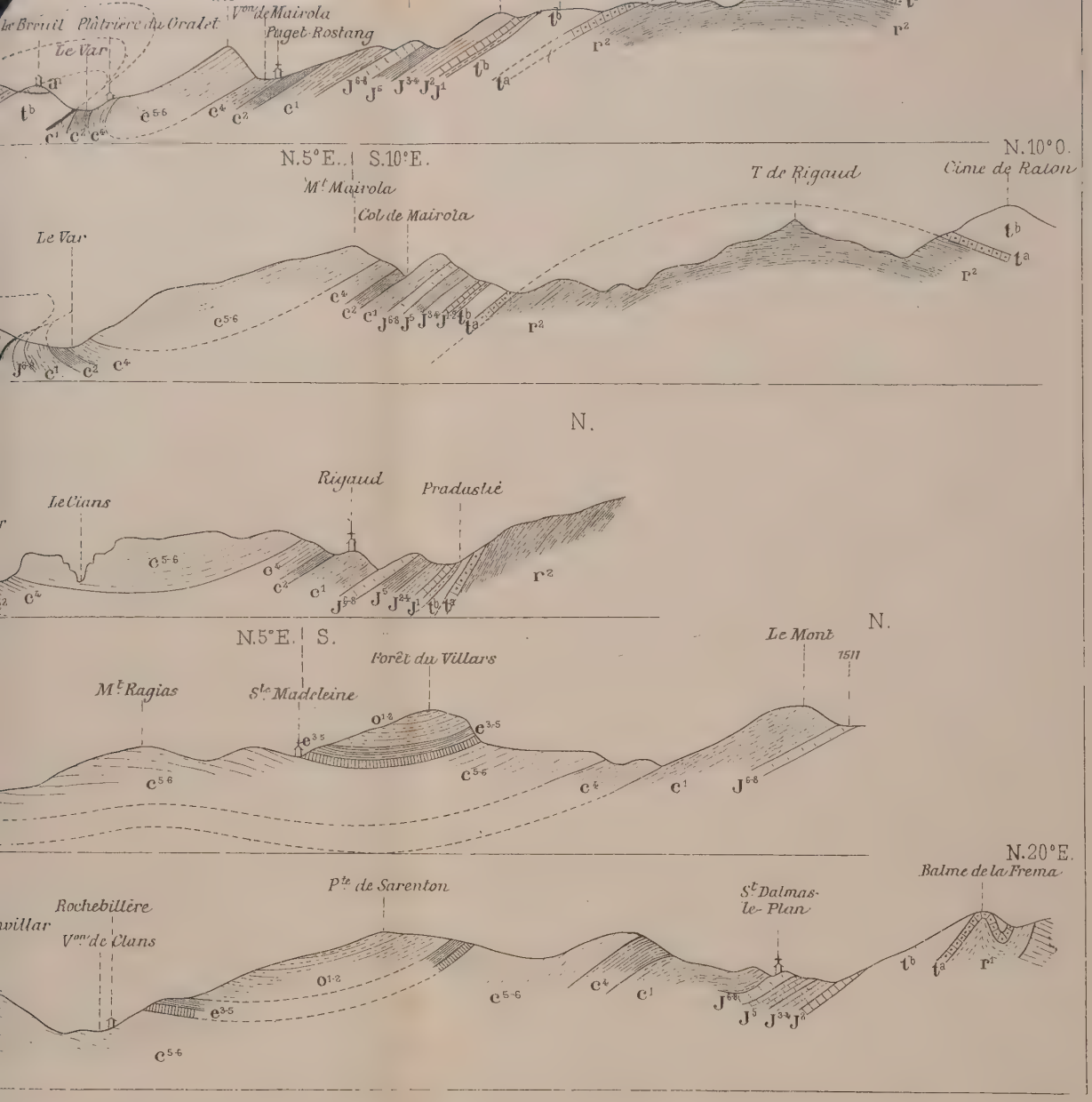
Auto-Imp. L. Courtier, 43, rue de Dunkerque, Paris.

Fig. 6
0 10° S
Von de Roby
Soulié
Von de la Grave
Palus
Le Mont
1208
1218
Cast
Fig. 7
0. 5° N
Cime de Cangras
Le Vur
La Roua
Roche de Meubio
Cime de Barrot
Fig. 8
Marnes et calcaires du Cénomanien
Marnes noires (Albien? et Aptien)
Calcaires marneux (Barrémien et Néocomien)
Calcaires jurassiques supér
Marnes noires
ou Calcai
Calcaires marneux
Calcaires à Gryphæa arcua
Couches à Avicula contorta

Echelle 1:80.(


O.
St Pierre
1093
Briançonnet
Gars
Mt de Gars
1192
1150
L'Estéron
Fig. 1
Niveau de la Mer
S.O.
N.E.
S.7°E.
1013
L'Hubac
1270
L'Estéron
Fig. 2
Niveau de la Mer
Fig. 3.
O.
Mt St Martin
L'Estéron
E.
Fig. 4.
Niveau de la Mer
S.25°E.
Harpille
L'Estéron
Fig. 5.
S.30°E.
Mgne de Charamel
1474
Mt de Gars
Rau des Cressonnières
Rau des Cougourdières
L'Estéron
La Forêt
L'Hubac
Fig. 6.
Niveau de la Mer
S.30°E.
Mgne de Charamel
1232
Rers de Maunal
La Gironde
L'Estéron
Les Mujouls
Fig. 7.
Niveau de la Mer
S.20°E.
N.20°O.
S.15°E.
Mt St Martin
La Rochette
Sallagriffon
L'Estéron
Fig. 8.
Niveau de la Mer
S.5°E.
Bois du


E.
Rocher de Maumal
L'Estéron
(Clise d'Aiglun)
1121
Sigale
N.7° O.
Pic de Chabran
La Chalvagne
1386
La Vaire
N.25° O
1322
Col du Buis
La Chalvagne
Villevieille
1424
La Vaire
N.30° O.
Le Champ
La Colle
Bas Seuil
988
La Vaire
950
Barnaud
N.30° O
S.40° E.
N.40° O.
Signal de Soumaure
Castellet-les-Sausses
Entrevaux
Fort
Le Var
Le Brec
Haut Agnere
Le Var
N.15° O
S.5° E
N.5° O.
Col de la Roua
Le Var au pont de la Trinité
Mt Aulaforte
Cours de la Roudoule
N.5° O.
S.10° O.
Col de Pras
La Melea
Cime de Barrot
N.10° O.
T. de Samos



$J^{6\text{-}8}$ ....Calcaires jurassiques supérieurs à l'Oxfordien
J^{5} ....Marnes noires } ou Calcaires { Oxfordien-Callovien
$J^{3\text{-}4}$ ....Calcaires marneux } ou Calcaires { Bathonien-Bajocien
J^{2} Calcaires à Gryphæa arcuata
J^{1} ....Couches à Avicula contorta et dolomies supérieures

t^{b} Série triasique calcaro-magnésienne (Cargneules, dolomies, calcaires, gypse).
t^{a} ....Quartzites et grès triasiques
P^{2} ..Schistes rouges permiens
P^{1} ..Grès violacés permiens
ζ ..Gneiss et micaschistes

1:80.000e

Auto-Imp. L. Courtier, 43, rue de Dunkerque, Paris.

Fig. 9.

L'Estéron — 785 — Von des Miolans

Niveau de la Mer

S.10° E. — N.10° O. | S.5° O.

Fig. 10.

Bois du Cheiron — Bde Gerbière — 1052 — L'Estéron — Sigale — Cime de la Gacia — Mgne de Saumelongue — Von du Pali — Von de St Antonin — La Penne — Mt Roccaf

Niveau de la Mer

S.

Fig. 11.

1032 — 769 — 769 — Roquestéron Grasse Pugel — Mt Long — Rorebel

Niveau de la Mer

S.5° O.

Fig. 12.

Von de la Pegière — L'Estéron — Mgne de l'Auvière — Vé Gautier — Mt Brune — Le Var

Niveau de la Mer

S.20° O.

Fig. 13.

850 — Toudon — Col de Vial — Malaussène — Le Var — Gges de Ste Anne — La Tinée — Bres

Niveau de la Mer

o^{1-2} . Série arénacée éogène (grès d'Annot, flysch sables)

e^{3-5} . Marnes bleuâtres à Serpula spirulæa / Calcaires nummulitiques

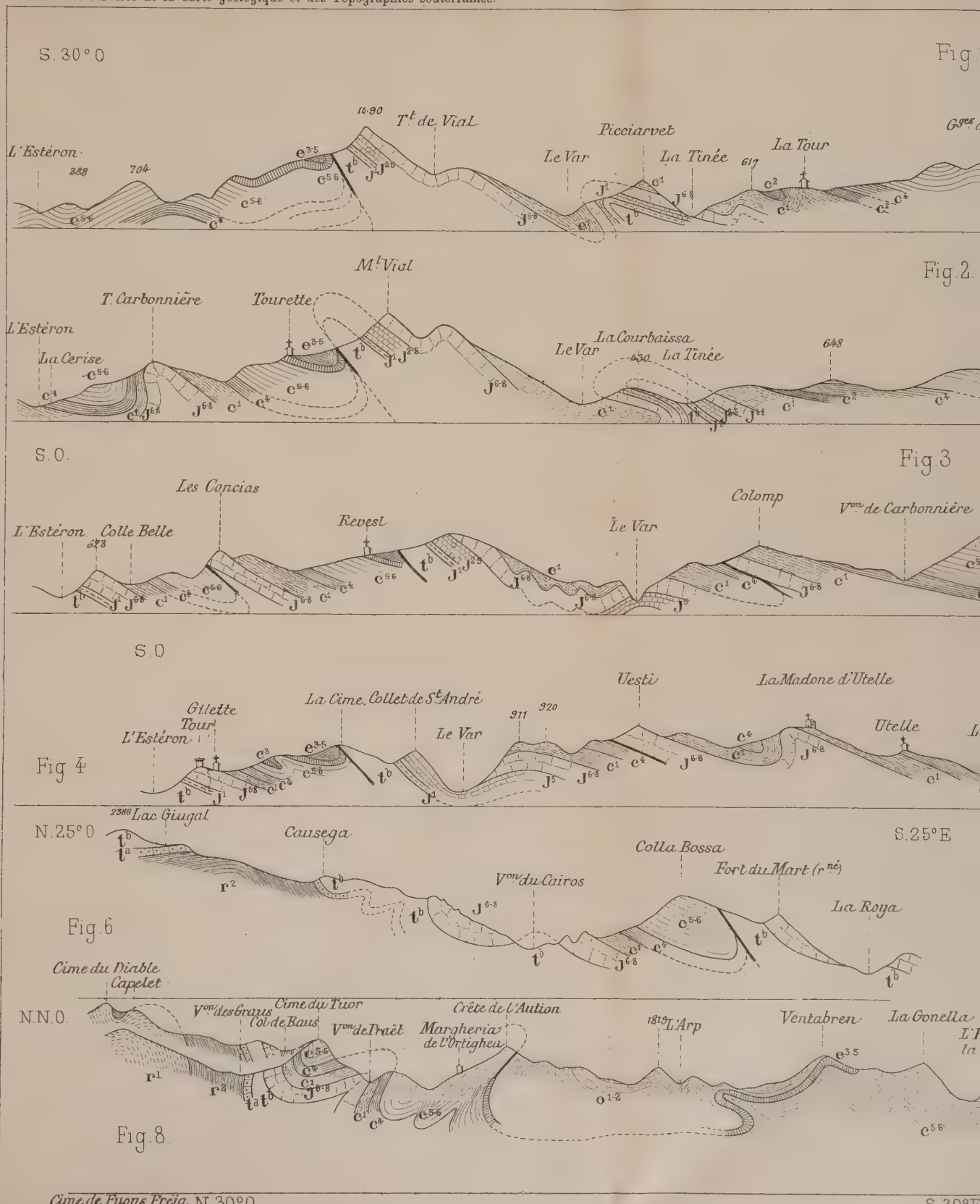
c^{5-6} . Sénonien et Turonien

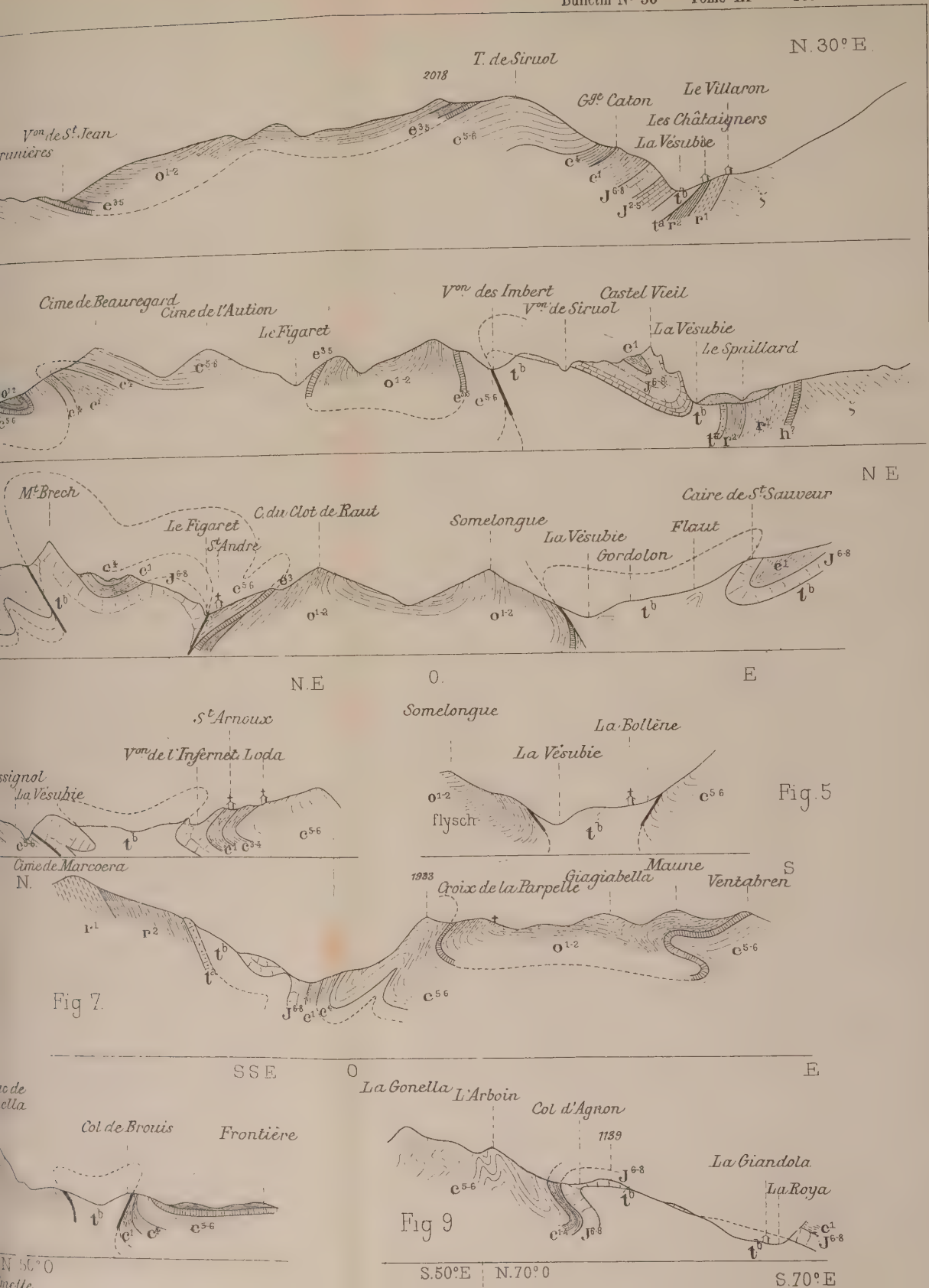
c^{4} . Cénomanien

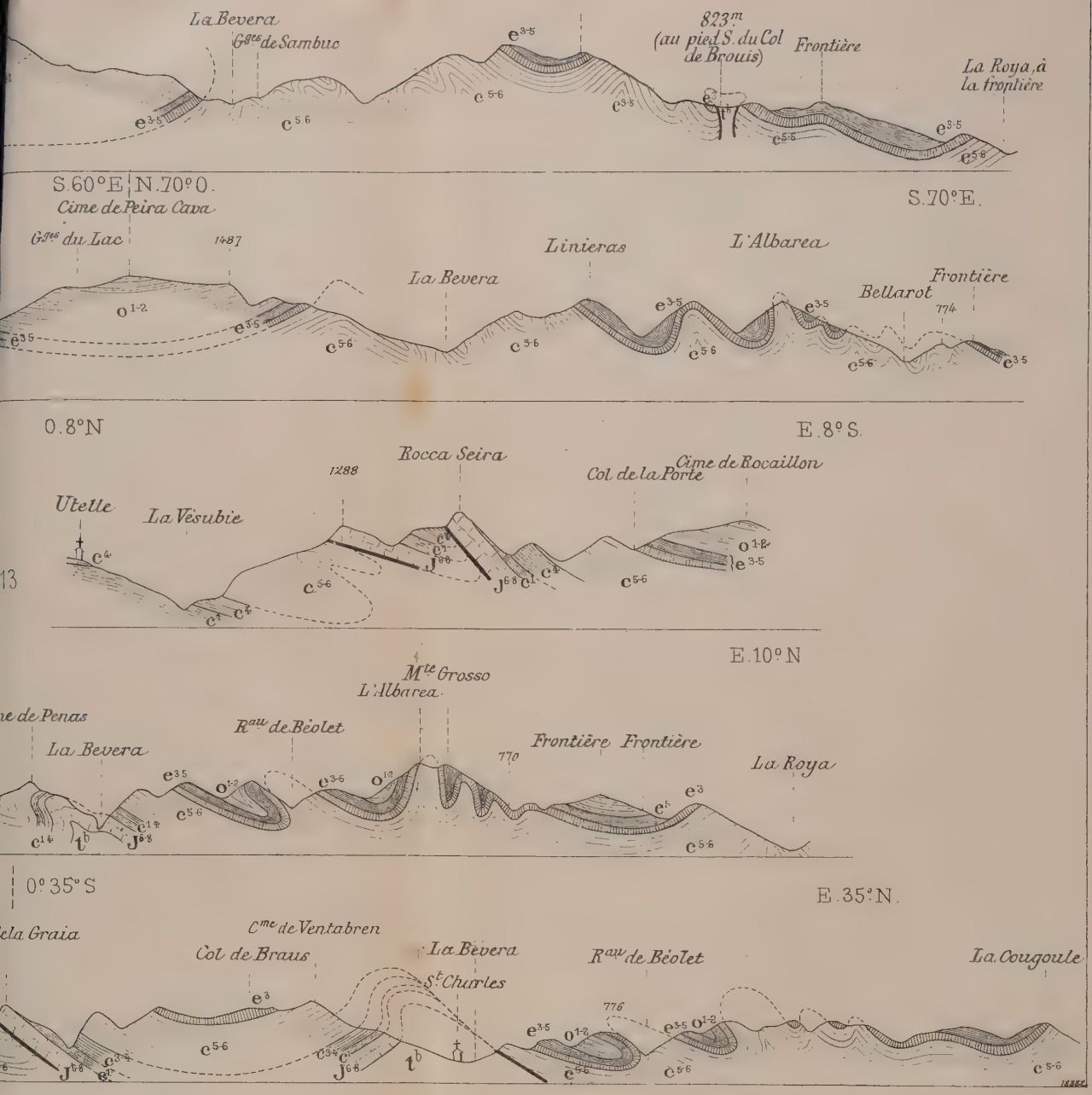
c^{2-3} . Marnes noires (Albien et Aptien)

c^{1} . Barrémien et Néocomien

Ec


S. 30° O
Fig.
L'Estéron
388
704
1490
T.t de Vial
Picciarvet
Le Var
La Tinée
617
La Tour
Fig. 2.
M.t Vial
T. Carbonnière
Tourette
L'Estéron
La Cerise
La Courbaissa
Le Var
430
La Tinée
648
S. O.
Fig. 3
Les Concias
L'Estéron
Colle Belle
623
Revest
Le Var
Colomp
V.on de Carbonnière
S. O
Fig 4
Gilette
Tour
L'Estéron
La Cime, Collet de S.t André
Le Var
911
920
Uesti
La Madone d'Utelle
Utelle
N. 25° O
S. 25° E
2386 Lac Giugal
Causega
Colla Bossa
Fort du Mart (r.né)
V.on du Cairos
La Roya
Fig. 6
Cime du Diable
Capelet
N. N. O.
V.on des Graus
Cime du Tuor
Col de Raus
V.on de Praët
Crête de l'Aution
Margheria de l'Ortighea
1819 L'Arp
Ventabren
La Gonella
Fig. 8.
Cime de Fuons Freja
N. 30° O.
S. 30° E
Tres Crous


N. 30° E.
T. de Siruol
2018
Gge Caton
Le Villaron
Les Châtaigners
La Vésubie
Von de St Jean
Cime de Beauregard
Cime de l'Aution
Le Figaret
Von des Imbert
Castel Vieil
Von de Siruol
La Vésubie
Le Spaillard
N E
Mt Brech
Le Figaret
St André
C. du Clot de Raut
Somelonque
La Vésubie
Gordolon
Flaut
Caire de St Sauveur
N.E
O.
E
St Arnoux
Von de l'Infernet Loda
La Vésubie
Somelonque
La Bollène
La Vésubie
flysch
Fig. 5
Cime de Marcoera
N.
1933
Croix de la Parpelle
Giagiabella
Maune
Ventabren
S
Fig 7.
SSE
O
E
Col de Brouis
Frontière
La Gonella
L'Arboin
Col d'Agnon
1139
La Giandola
La Roya
Fig 9
S.50°E
N.70° O
S.70° E



$J^{6\,8}$ .. Calcaires jurassiques supérieurs à l'Oxfordien

J^{5} Calcaires oxfordiens ; $J^{2\text{-}5}$ Oxfordien - Lias

J^{1} Infralias

t^{b} .... Série triasique calcaréomagnésienne (cargneules, dolomies, calcaires, gypse)

t^{a} .... Quartzites et grès triasiques

r^{2} .. Schistes rouges permiens

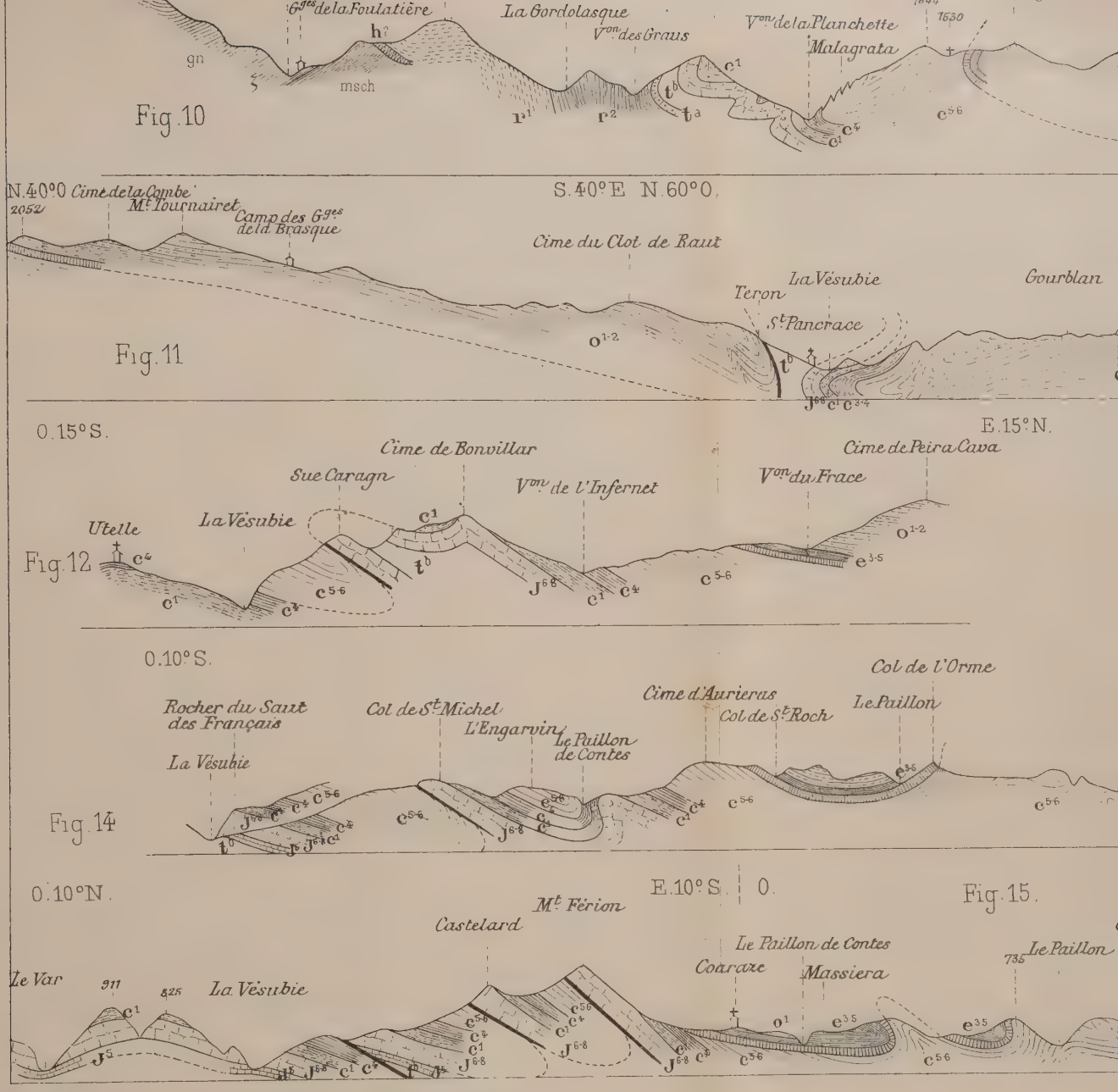
r^{1} .. Grès feldspathiques permiens

$h^{?}$ .. Dépôts à facies houiller (Conglomérats gneissiques arkoses, grès micacés, schistes noirs)

ζ Gneiss et micaschistes

30.000e

Auto-Imp. L. Courtier, 43, rue de Dunkerque, Paris.



(La ligne de base de toutes ces coupes est le Niveau de la Mer.

a. . Dépôts récents (alluvions, glaciaire)

o^{1-2}. . Grès d'Annot et Flysch

e^{3-5}. . Marnes bleuâtres à Serpula spirulæa
Calcaire nummulitique

c^{5-6} . . Sénonien et Turonien

c^{4} . . Cénomanien (1)

c^{2-3} . . Marnes noires (Albien ? et Aptien)

c^{1} . . Barrémien et Néocomien

(1) Dans les coupes de la région de la Bevera sont réunis sous le même signe c^{3-4} le Cénomanien et les couches glauconieuses albiennes

Echell

Campy, avenue de Châtillon, 36

Déversement en sens inverse des plis de la bordure du massif cristallin (à droite).
et de ceux de la bordure du dôme de Barrot (à gauche), dans la vallée inférieure du torrent de Vignone.

(Vue prise du versant gauche de la Tinée, à 250 m. au-dessus du fond de la vallée)

Campy, avenue de Châtillon, 36

Extrémité orientale de la cuvette synclinale de Puget-Théniers et Entrevaux.
(Vue prise de la rive gauche de la Roudoule, à 1 kilomètre de Puget-Théniers)

5°
20'
5
10
15
20
25
30 Kil.
75
70
65
60
55
50
45
20'
49°
Pelmaporzio
Sanburo
Bagni
Bernolto
St Etienne de Tinée
Isola
Gilettes
Beuil
Roubion
Guillaumes
Villeneuve d'Entraunes
Thaiéniment d'Entraunes
Tourre
Amélon
Pierles
Mt Vacpia
Mt Bassuné
Mt Adnos
Mt Pelon
Mt Pennant
Mt Chiaverès
Mt Frascia de Roure
Mt Larousse
Mt Gerbonne
Mt Bersano
Mt Ferrion
Mt Ferrant
Mt Ferrion
Mt Ferrion
Mt Ferrion

CARTE GÉOLOGIQUE DU NORD DES ALPES-MARITIMES

par Léon Bertrand

ξ		Gneiss, micaschistes, amphibolites.
h⁷		Dépôts à faciès houiller. (Stéphanien ?).
r¹, r²	Permien.	1° Grès feldspathiques violacés. 2° Schistes rouges.
tᵃ, tᵇ	Trias.	1° Série arénacée (Quartzites et Grès) 2° Série calcaréo-magnésienne (Calcaires et cargneules) avec gypse.
J¹, J², J³⁻⁴	Jurassique.	1° Rhétien et Hettangien ? 2° Sinémurien, Charmouthien et Toarcien. 3° Bajocien et Bathonien.
J⁵, J⁶⁻⁸	Jurassique. (Suite)	4° Callovien et Oxfordien. 5° Rauracien et Séquanien, Kimméridgien et Portlandien.
c¹, c², c³, c⁴, c⁵⁻⁶	Crétacé.	1° Néocomien et Barrémien. 2° Aptien (c²), Albien (c³). 3° Cénomanien, id. transformé en gypse. 4° Turonien et Sénonien.
e³⁻⁵, o¹⁻²	Eogène.	1° Calcaires nummulitiques et marnes à Serpula spirulæa. 2° Grès d'Annot et flysch.
a¹⁻²		Dépôts pléistocènes et récents (Alluvions, Eboulis, Glaciaire. Les alluvions n'ont été indiquées que lorsqu'elles dépassent sensiblement la largeur du figuré des cours d'eau.)

——— Contact anormal par faille, étirement ou pli-faille.

Echelle $\frac{1}{200.000}$.

Mollières
L. Negre
Col de Fremamorta
L. Breva
Colle Cirissia
Colle Selvera
Pta Barrion
Mt Arcias
2578
Mt Pelago
Colle delle Finestre
Mt Clapier
Mt Pelouvre
Cime Piagu
Mt Rajo
Col de St Martin
St Balmas
Cime de Fronza
Cime de la Valle
Cime de Montfuron
ST MARTIN-VESUBIE
Vernissol
Cime de Valdeblore
Col de Lagarets
Mt Cassèbras
Tête de Sirnot
Roquebillière
Mt Pournaïret
Belvédère
Mt Forestière
Mt Berthemont
Mt de Berthemont
Col de Raus
Cime de Cess
Mauriol
Mulion
Cime de la Sorda
Cime des Vallones
Pont des trois Fourches
Mt Cupidet
Mt Jocelin
Mt Cupidet
Mt Pelago
Mt Clapier
Mt Pelouvre
Mt Rajo
Mt Pournaïret
Mt Forestière
Mt de Berthemont
Mt Cassèbras
Mt Arcias
Mt Pelago
Mt Clapier
Mt Cupidet
Mt Jocelin